



HAL
open science

Failles actives et structures profondes de la Marge Est-Sicilienne

David Dellong

► **To cite this version:**

David Dellong. Failles actives et structures profondes de la Marge Est-Sicilienne. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2018. Français. NNT : 2018BRES0065 . tel-02077449

HAL Id: tel-02077449

<https://theses.hal.science/tel-02077449>

Submitted on 22 Mar 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE
COMUE UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : *Géosciences Marines*

Par

David DELLONG

Failles actives et structures profondes de la marge Est-Sicilienne.

Thèse présentée et soutenue à **Brest, le 21 Novembre 2018**
Unité de recherche : **Laboratoire Aléas et Dynamique Sédimentaires, GM Ifremer**
Laboratoire Géosciences Océan, UMR 6538, Institut Universitaire Européen de la Mer.

Rapporteurs avant soutenance :

Mireille LAIGLE-MARCHAND - Chargée de recherche, CNRS-GéoAzur, - Nice
Dominique FRIZON-DE-LAMOTTE - Professeur des Universités, Université de Cergy-Pontoise

Composition du Jury :

Président : Laurent GEOFFROY - Professeur des Universités, UBO, UMR 6538

Examineurs : Heidrun KOPP - Professeur des Universités, Geomar, Kiel
Mireille LAIGLE-MARCHAND - Chargée de recherche, CNRS-GéoAzur, - Nice
Dominique FRIZON-DE-LAMOTTE - Professeur des Universités, Université de Cergy-Pontoise

Directrice de thèse : Frauke KLINGELHOEFER - Chercheuse, Ifremer centre de Brest
Directeur de thèse : Marc-André GUTSCHER - Directeur de recherche, CNRS-LGO Plouzané

Remerciements

Je remercie tout d'abord Mireille Laigle-Marchand et Dominique Frizon-de-Lamotte, pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail de thèse. Je remercie également les membres du jury, Heidrun Kopp et Laurent Geoffroy, qui vont également l'évaluer.

Un merci tout particulier à mes encadrants, Frauke et Marc-André, qui m'ont fait confiance dès mon stage de master 2, et qui m'ont soutenu dans toutes les phases de la thèse. Merci pour votre aide, votre pédagogie et votre envie de transmettre vos passions. Je me suis toujours senti très bien, entouré et supporté, autant professionnellement qu'humainement. Merci Frauke, pour m'avoir accueilli dans ton bureau au tout début de la thèse, et pour tout ce que tu m'as transmis pendant, de Linux et Rayinvr, merci de m'avoir fait découvrir le monde de l'informatique libre. Je te remercie sincèrement pour ta présence, tes encouragements, ta gentillesse et ton humanité qui n'ont jamais fait défaut pendant ces trois années. Merci Marc-André pour le temps que tu as toujours su prendre pour m'aider, et ce même si tes responsabilités se sont amplifiées au cours de la thèse. Merci pour m'avoir expliqué et m'avoir amené à me questionner sur cette région du monde, si complexe et passionnante. Merci à vous deux pour m'avoir permis de voyager, à Montpellier, Kiel, San-Francisco, Vienne, Catane, jusqu'au sommet de l'Etna, et même en Guadeloupe pour Antithesis III.

Merci aux personnes de l'Ifremer qui m'ont accueilli dans ce bureau pendant 3 ans. Merci à Bruno Marsset pour la traduction des données des stations à Terre, et pour son soutien en tant que chef du LAD. Merci aussi à Nabil Sultan pour avoir pris le temps de m'écouter et de suivre mon travail chaque année. Merci aussi aux personnes de l'Ifremer qui ont été là à certains moments de la thèse, à Mickaël, Philippe, Walter, Alison, Chastity, Shane (if I only write in french it is because I want to improve yours of course), merci aussi à Yannick, Antonio, Carla, Sylvain, Pauline, et les autres que je n'ai pas pu citer.

Merci aux personnes de l'IUEM et du LGO qui m'ont accueilli pendant et après le master, même si je n'étais pas très souvent de ce côté du grillage. Merci aussi aux professeurs du master, à David, Jacques qui nous transmettent leur passion. Merci à Christophe Martin pour son aide précieuse, merci aux secrétaires du labo qui m'ont souvent aidé, et merci à « Krole » qui me suit depuis le master.

Un merci aux personnels de bord avec qui j'ai embarqué pendant trois missions en mer. Merci aux équipes de Génavir sur Antithesis III, du CRNS sur la campagne CRACK et de GEOMAR sur la campagne DIONYSUS.

Merci à Sabine Schimdt pour nous avoir permis d'utiliser le logiciel IGMAS+ gratuitement pendant une année.

Un merci également à Jacques Malavieille et Stéphane Dominguez de l'Université de Montpellier, pour leur aide précieuse en modélisation analogique, leur accueil chaleureux pour le Géomod et le terrain dans l'Hérault (ma région natale que je ne connaissais pas aussi bien qu'eux).

Danke Geomar Leute, die mich in Monat Juni 2016 begrüßten, Danke shoen Heidrun erneut, Anke, Dirk, Margit und viele andere.

Grazie a Lucia Margheriti e Milena Moretti dell'INGV di Roma per il supporto remoto soprattutto sulla scrittura e la correzione del mio primo articolo.

Merci à Guillaume, Evangelia, Pierre et Thomas, qui m'ont supporté à tour de rôle dans, et au autour du bureau d'Ifremer. Merci aussi aux copains de promo, aux 2 Marie, Marine, Romain, Julien, Muriel et Lucie qui ont été présents depuis le master. Merci également aux copains de l'IUEM et d'Ifremer qui, de près ou de loin, m'ont aidé en faisant en sorte que ces années de thèse soient plus douces : Youssef, Joseph, Joao, Fara, Fatima, Florent, Shray, Caroline et Arthur, je vous souhaite bon courage pour la suite, que ce soit pour finir la thèse ou bien après !

Merci aussi à mes parents qui m'ont toujours soutenu et encouragé, peu importe mes choix, et sans qui je n'en serais certainement pas là aujourd'hui. Merci également à mes frères qui m'ont accompagné dans cette thèse sur Brest, à mes grands-parents, cousins et ma famille qui eux aussi m'ont toujours encouragé, même s'il était difficile de leur expliquer ce que faisait (« *Et sur cette photo, ben... c'est encore l'Etna* »). Enfin, un grand merci à toi Amélie, qui m'accompagne et me soutiens tous les jours depuis tous ce temps.

Merci à toutes les personnes que je n'oublie pas mais qui resteront anonymes ici. Merci à ces personnes que j'ai rencontrées, en congrès, à Ifremer, à l'IUEM, à GEOMAR, à Montpellier ! Merci à vous anonymes rencontres, qui m'ont aidé dans mes réflexions ! Merci à Flora Gallais pour les discussions, ses conseils et son aide lors de ses visites.

Un grand merci au mot « structure » (qui apparaît plus de 200 fois dans la thèse...), il veut dire tellement de choses, mais il est pourtant si précieux en sismique grand-angle.

Merci aux lecteurs qui feront vivre cette thèse ! Et enfin, quelques repères temporels, pour se représenter un peu plus facilement les échelles de temps en Millions d'années qui sont utilisées dans cette thèse :

100 secondes = 1.67 minutes

1000 secondes = 28 minutes

1 million de secondes = 11 jours et demi

1 milliard de secondes = presque 32 ans...

Sommaire

Introduction.....1

Partie I: Géodynamique Méditerranéenne.....5

Chapitre 1: Morpho-tectonique de la Méditerranée et du bassin Ionien.....5

- 1.1. Les bassins Méditerranéens.....5
- 1.2. Les chaînes de montagnes.....6
- 1.3. Le bassin Ionien.....8
 - 1.3.1. Géomorphologie bathymétrique.....8
 - 1.3.2. Géologie à terre.....10
 - 1.3.3. Prisme d'accrétion.....12

Chapitre 2: Définitions et mécanismes tectoniques généraux.....15

- 2.1. Les mécanismes de rifting transformants et divergents.....15
- 2.2. Le mécanisme de subduction.....17
- 2.3. Mécanisme de retrait de la plaque plongeante.....17
- 2.4. Failles de déchirure lithosphérique de type STEP.....19

Chapitre 3: Géodynamique et origines de la Méditerranée.....21

- 3.1. Ouvertures des Paléo-, Alpine- et Néo-Téthys (420 - 120 Ma).....21
 - 3.1.1. Histoire de la Paléo-Téthys (420 – 260 Ma).....22
 - 1.1.1. La Néo-Téthys et la Téthys Alpine (260 – 160 Ma).....23
 - 3.1.2. Fermeture des océans Néo-Téthys et Alpines (160 – 80 Ma).....25
- 3.2. Fermeture des dernières branches Téthysiennes (80 Ma).....27
- 3.3. Zoom sur la Méditerranée occidentale et centrale (35 Ma).....29
 - 3.3.1. La crise de salinité du Messinien (6 Ma).....33

Partie II: Le bassin Ionien, études précédentes.....35

Chapitre 1: Origine géodynamique du bassin.....35

- 1.1. Controverses sur l'origine du bassin Ionien.....35
- 1.2. Structure profonde de la marge Est-Sicilienne : études géophysiques précédentes.....36

Chapitre 2: Nature de la croûte du bassin Ionien.....39

- 2.1. Les différents types de croûtes.....39
 - 2.1.1. Croûtes océaniques.....40
 - 2.1.2. Croûtes continentales.....41
- 2.2. Études précédentes du bassin Ionien.....43
 - 2.2.1. Sismique réflexion et réfraction.....43
 - 2.2.2. Études tomographiques, géodésiques et sismologiques.....45
- 2.3. Controverses sur la nature crustale du bassin Ionien.....47
 - 2.3.1. Arguments en faveur d'une Lithosphère continentale Amincie.....47
 - 2.3.2. Arguments en faveur d'une lithosphère océanique.....49
 - 2.3.3. Une question géodynamique.....50

Chapitre 3: Faille de déchirure lithosphérique.....	51
3.1. Controverses dans le bassin Ionien : position de la STEP.....	51
3.1.1. L'escarpement de Malte :.....	51
3.1.2. <i>Alfeo Fault System</i> (AFS).....	52
3.1.3. <i>Ionian Fault System</i> (IFS).....	53
3.2. Études précédentes de géodésie et de la sismicité.....	54
Partie III: Données et méthodologie.....	57
Chapitre 1: Principes des méthodes sismique.....	57
1.1. Sismique réflexion.....	57
1.1.1. Principe physique de la sismique.....	57
1.1.2. Principe d'acquisition.....	58
1.2. Sismique grand angle.....	60
1.2.2. Les instruments utilisés en SGA.....	61
1.2.3. Principe de la modélisation des données de SGA.....	62
Chapitre 2: Acquisition et modélisation des données SGA : la campagne DIONYSUS.....	65
2.1. La campagne à la mer.....	65
2.1.1. Instruments déployés :.....	66
2.2. Interprétation et modélisation.....	67
2.2.1. pré-traitements des données de SGA.....	67
2.2.2. Interprétation des données de SGA.....	68
2.2.3. Modélisation avec RAYINVR.....	70
2.2.4. Calculs d'incertitudes sur les modèles de vitesse.....	71
Chapitre 3: Gravimétrie.....	72
3.1. Principe de la méthode et calcul des anomalies gravimétriques.....	72
3.2. Données gravimétriques utilisées dans la thèse.....	75
Chapitre 4: Modélisations gravimétriques.....	77
4.1. Présentation du logiciel IGMAS+.....	77
4.2. Méthodologie.....	77
4.3. Modèles utilisés.....	78
Chapitre 5: Modélisations analogiques du prisme d'accrétion.....	82
5.1. Modèle de mouvement différentiels des backstops.....	82
5.2. Modèle avec deux rhéologies.....	83
Chapitre 6: Sismicité du bassin Ionien.....	84
6.1. Cartes des hypocentres des séismes.....	84
6.1.1. Limites de la méthode de représentation.....	85
6.2. Cartes des mécanismes au foyer.....	86
6.2.1. Interprétation des mécanismes au foyer.....	86

Partie IV: Résultats.....	89
Chapitre 1: Modèles de vitesse obtenus par SGA.....	89
1.1. Le modèle DY-P3.....	89
1.2. Le modèle DY-P1.....	91
Chapitre 2: Description des modèles gravimétriques.....	127
2.1. Modèle de référence.....	127
2.2. Modèle de forte profondeur.....	129
2.3. Modèle de plus faible profondeur.....	133
Chapitre 3: Sismicité de la zone d'étude.....	135
3.1. Cartes des hypocentres.....	135
3.1.1. Activité sismologique des structures observées en SGA.....	140
3.2. Cartes des mécanismes au foyer.....	143
Partie V: Discussion et interprétations.....	147
Chapitre 1: Interprétations des profils de SGA.....	147
1.1. Couches sédimentaires.....	147
1.1.1. Profil DYP1.....	147
Evaporites Messiniennes.....	148
Sédiments du pré-Messinien et Carbonates du Mésozoïque ?.....	151
1.1.2. Profil DYP3.....	153
1.2. Nature des couches crustales.....	155
1.2.1. Interprétation des résultats obtenus sur le Profil DYP1.....	156
Serpentinisation de la croûte océanique.....	156
1.2.2. Interprétation et comparaison des résultats du DYP3.....	157
Le domaine continental Sicilien.....	157
L'escarpement de Malte.....	158
À l'Est du profil DYP3 : Le domaine continental Calabrais.....	158
Le profond bassin sédimentaire asymétrique.....	159
1.3. Comparaison des modèles à d'autres marges.....	160
1.3.1. Particularités du domaine G.....	161
1.4. Conclusions.....	161
Chapitre 2: Modélisations analogiques du prisme d'accrétion.....	164
2.1. Modèle de vitesses différentielles des backstops.....	164
2.2. Modèle d'indentation clastique vs visco-élastique.....	166
Chapitre 3: Profondeur de la plaque plongeante sous la Calabre.....	169
3.1. Modélisations gravimétriques.....	169
3.2. Résultats préliminaires du modèle DYP4.....	170
Chapitre 4: Position et activité de la faille de déchirure lithosphérique.....	174
4.1. L'escarpement de Malte.....	174
4.1.1. Activité sismologique de l'escarpement.....	174

4.2. Le système de failles Alfeo (AFS).....	175
4.2.1. Activité de la structure.....	177
4.3. Le système de failles Ionien (IFS).....	179
4.3.1. Activité sismologique de l'IFS.....	179
Chapitre 5: Evolution de la marge Est-Sicilienne depuis le Mésozoïque.....	181
5.1. Origine Mésozoïque du bassin Ionien.....	181
5.2. Accumulation sédimentaire jusqu'au Messinien.....	181
5.3. Recul de la plaque plongeante jusqu'au bassin et propagation de la faille STEP.....	183
Conclusions.....	185
Perspectives.....	187
Bibliographie.....	189
Liste des figures.....	200
Annexes.....	207

Introduction

Depuis le Mésozoïque, l'évolution géodynamique des plaques tectoniques Méditerranéennes est contrôlée par la lente convergence entre les plaques Afrique et Eurasiatique (**Olivet al., 1982 ; Dercourt et al., 1986**). À de plus fines échelles d'observations, ce vaste domaine Méditerranéen se complexifie, et les modèles d'évolution font face à de nombreuses questions qui restent aujourd'hui débattues.

Le bassin Ionien et la marge Est-Sicilienne en Méditerranée centrale sont des témoins anciens de cette évolution géodynamique. Leur origine est datée du début du Mésozoïque (**Dewey et al., 1989; Riccou, 1994 ; Stampfli et al., 2004**). Aujourd'hui, ce bassin abrite la subduction Calabraise, où la plaque Ionienne plonge vers le Nord-Ouest sous les blocs continentaux Calabrais (Sud Italie) et Péloritain (pointe Nord-Est de la Sicile). Le bassin est limité à l'Ouest par l'escarpement de Malte, qui est une structure majeure dans la bathymétrie et atteint jusqu'à plus de 3000 m de hauteur. Le bassin est rempli d'une grande quantité de sédiments tectoniquement déformés, et constituant l'épais prisme d'accrétion de la subduction. Au Sud-Est, le bassin est limité par la ride Méditerranéenne qui constitue le prisme d'accrétion de la subduction Tyrrhénienne. L'étude approfondie de ces différentes structures peut permettre d'accéder à l'histoire géodynamique du bassin et de la Méditerranée depuis le début du Mésozoïque. De nombreuses études géologiques, géophysiques et géodynamiques se sont intéressées à l'évolution de ce bassin au cours des temps géologiques. Cependant, sur ces périodes de temps, de profondes modifications structurales, tectoniques et sédimentaires sont intervenues, rendant parfois l'exploration du bassin difficile et d'autant, sa compréhension.

L'histoire géodynamique Méditerranéenne est relativement bien connue grâce à ces précédentes études (**Bouillin, 1986 ; Dercourt et al., 1986 ; Riccou, 1994 ; Jolivet et al., 1999 ; Jolivet & Faccenna, 2000 ; Stampfli et al., 2004**). Au Mésozoïque inférieur, deux océans Téthysiens distincts s'étendaient en Méditerranée : à l'Ouest la Téthys Alpine (domaine occidental) et à l'Est une branche de la Néo-Téthys (domaine central et oriental). La limite entre ces deux domaines océaniques se trouvait au niveau de la Sicile actuelle. Sur les derniers 80 Ma, le domaine Méditerranéen subit la convergence globale des plaques Afrique et Eurasiatique. Ceci a notamment abouti à la fermeture par subduction d'une partie de ces domaines océaniques. À l'Est, la fermeture de la Téthys Alpine a initié la construction des Alpes. Durant les derniers 35 Ma, le retrait vers le Sud-Est de la plaque plongeante de cette subduction a provoqué une forte extension dans la plaque supérieure Européenne, aboutissant à la migration de blocs continentaux nommés AlKaPeCa (pour Alboran, Kabyle, Péloritain et Calabre) et Corso-Sarde (**Wildi, 1983 ; Bouillin, 1986 ; Malinverno**

& Ryan, 1986 ; Lonergan & White, 1997 ; Goes et al., 2004). Ainsi, les blocs Calabre et Péloritain que l'on retrouve aujourd'hui dans le bassin Ionien proviennent de la plaque Européenne. Ils ont été déplacés sur presque 700 km depuis l'Oligocène. Durant cette épopée géodynamique, une grande quantité de sédiments a été accumulée devant ces blocs continentaux en raclant la plaque océanique subductante. Un épais prisme d'accrétion sédimentaire s'est alors formé et se retrouve en partie aujourd'hui dans le bassin Ionien. Au Miocène tardif (~10 Ma), la subduction dont le mouvement de retrait ralentit fortement, atteint le domaine de transition entre la Téthys-Alpine et le bassin Ionien. L'existence et la nature crustale de ce domaine reste cependant débattu, il pourrait être océanique ou bien continental (**Gueguen et al., 2008 ; Rosenbaum et al., 2002 ; van Hinsbergen et al., 2014**). Ce domaine doit permettre à la subduction d'atteindre le bassin Ionien. Il est enchâssé entre deux domaines continentaux, la Sicile (et donc la plaque Afrique continentale) au Sud-Ouest et la plaque Adriatique à Nord-Est. Cette configuration particulière, favorise la création d'une ou de plusieurs failles lithosphériques de déchirure de bord de subduction, qui sont appelées *STEP fault* en anglais (pour *Subduction Transform Edge Propagator* ; **Govers & Wortel, 2005**). Cette faille, d'ampleur lithosphérique, doit notamment permettre d'accommoder le retrait de la subduction le long de la marge Est-Sicilienne.

Dans cette riche histoire géodynamique, plusieurs points et questionnements restent discutés par la communauté scientifique travaillant sur la géodynamique Méditerranéenne. Tout d'abord, l'origine du bassin reste controversée, et deux questions restent en suspens : Quelle est la géométrie d'ouverture du bassin Ionien ? Quelle est la nature de la croûte produite lors de cette ouverture au fond du bassin ?

Le débat sur la géométrie d'ouverture s'articule autour de deux hypothèses ; une première propose une ouverture du bassin dès le Permien supérieur, qui serait Est-Ouest et purement divergente (**Stampfli et al., 2002**) ; la seconde hypothèse suggère une ouverture plus tardive (au cours du mésozoïque inférieur), N/S et dont la marge serait transformante ou oblique du bassin (**Frizon de Lamotte et al., 2011**). Dans ces deux hypothèses l'escarpement de Malte est considéré comme un vestige de cette ouverture.

Deux hypothèses ont été proposées pour qualifier la nature de la croûte pavant le fond du bassin Ionien : la première suggère une croûte de nature continentale amincie, ce qui implique que le bassin Ionien est une extension vers le Nord de la plaque Afrique (**Locardi & Nicolich, 1988 ; Channell and Mareschal, 1989 ; Serri et al., 1993 ; Peccerillo, 2005 ; Pérouse et al., 2010 ; Roure et al., 2012**). La seconde hypothèse propose une croûte océanique faisant d'elle l'une des plus anciennes croûtes océaniques au monde (**Cernobori et al., 1996 ; Nicolich et al., 2000 ; Catalano et al., 2001 ; Gallais et al., 2011 ; Speranza et al., 2012**).

Concernant la géodynamique et tectonique récente, d'autres questions restent débattues : Cette subduction est-elle encore active aujourd'hui ? La faille de déchirure lithosphérique est-elle toujours active ? Est-elle localisée le long de la marge Est-Sicilienne ? L'absence de séismes chevauchants enregistrés sur cette zone de subduction est une des raisons principales remettant en cause l'activité de la subduction.

Trois hypothèses existent concernant la localisation en surface de la faille STEP le long de la marge Est-Sicilienne : la première positionne la faille le long de l'escarpement de Malte qui est la structure dominante dans la bathymétrie (**Argnani & Bonazzi, 2005**) ; La deuxième hypothèse suggère que l'*Alfeo Fault System* (AFS) est l'expression en surface de la faille STEP (**Gallais et al., 2013 ; Gutscher et al., 2016**). C'est une structure observable dans les données de bathymétrie et de sismique réflexion s'étendant à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de l'escarpement. La dernière hypothèse est l'*Ionian Fault System* (IFS) qui coupe le prisme d'accrétion en deux lobes Est et Ouest, distincts de par leurs morphologies dans les données de bathymétrie et de sismique réflexion (**Polonia et al., 2011 et 2016**).

Cette thèse s'appuie sur les données de la campagne DIONYSUS (Octobre 2014, R/V Meteor). Cette campagne a été organisée par quatre instituts Européens : GEOMAR - Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung (Kiel, Allemagne), l'Université de Bretagne Occidentale (UBO-IUEM-CNRS France), l'INGV - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Rome, Italie) et l'Ifremer (Centre Bretagne). Cinq profils de sismique grand angle associés à des profils de sismique réflexion multi-trace de contrôle ont été acquis durant cette campagne, avec la bathymétrie. Deux des profils de la campagne ont été modélisés en utilisant une méthode directe (*forward*) durant la thèse. Ces profils (DYP1 et DYP3) sont perpendiculaires à la marge Est-Sicilienne. Les modèles de vitesse obtenus permettent d'imager les structures sédimentaires et crustales de la marge et du bassin Ionien (jusqu'à 30 km de profondeur).

Des modèles gravimétriques en trois dimensions ont aussi été produits à l'aide du logiciel IGMAS+ dans le but de localiser la profondeur de la plaque plongeante Ionienne sous la Calabre. Afin d'explorer l'activité des structures connues et observées dans les modèles de vitesse, la sismicité de la zone a également été étudiée durant la thèse. Des cartes et des coupes des hypocentres de séismes enregistrés dans les catalogues de l'INGV ont notamment été produites, ainsi que des cartes des mécanismes au foyer.

Ce manuscrit de thèse comprend cinq parties, elles-mêmes divisées en chapitres. La première partie porte sur la géodynamique de la Méditerranée et positionne les grandes structures observables dans le bassin. La deuxième partie est une synthèse bibliographique orientée par les sujets et

questions traitées dans la thèse : géométrie d'ouverture, nature crustale du bassin et position de la faille STEP. La troisième partie énonce les principes, données et méthodes utilisés dans la thèse. La quatrième partie présente les résultats obtenus, les modèles de vitesse, les modèles de gravimétrie 3D et les cartes et coupes des hypocentres. Enfin, la cinquième partie permet de discuter et d'approfondir les résultats. Une carte récapitulant l'ensemble des profils utilisés et discutés dans cette thèse est disponible en format A3 en annexe page VIII.

Les principaux résultats obtenus durant cette thèse sont deux modèles de vitesses qui ont permis d'étudier la structure profonde de la marge Est-Sicilienne. L'Escarpement de Malte a notamment été observé comme étant une grande structure d'amincissement abrupte de la croûte. En comparaison à d'autres marges purement divergentes ou transformantes, il s'apparenterait plutôt à une marge transformante ou oblique. Une croûte océanique a aussi été identifiée au fond du bassin Ionien. Enfin, l'expression en surface de la faille majeure de déchirure lithosphérique serait plus probablement localisée le long de l'AFS, qui correspond en profondeur à la transition entre un domaine continental aminci et un domaine océanique Néo-Téthysien. Plus tardivement dans la thèse un dernier modèle de vitesse a permis de corréliser entre eux les résultats des deux précédents modèles, et de suivre la plaque plongeante jusqu'à son entrée en subduction sous le bloc continental Calabrais.

Ma thèse s'est déroulée entre les mois d'octobre 2015 et de septembre 2018. Dans le cadre de mon stage de Master 2, j'ai pu participer à la campagne DIONYSUS et assister à l'acquisition des données de sismique grand-angle que j'ai ensuite modélisé durant cette thèse. J'ai aussi participé à la campagne Antithesis III (*Université des Antilles, Géoazur, Ifremer, Université de Bretagne Occidentale*), à bord du N/O *Pourquoi pas ?* en avril/mai 2016. Cette campagne visait l'étude de la subduction des petites Antilles et m'a permis de me former à l'acquisition et au contrôle qualité des données de sismique réflexion de forte pénétration. Au mois d'Août 2016, j'ai aussi participé à la campagne côtière CRACK (*CNRS, UBO, Géosciences Montpellier, Géoazur*) à bord du N/O *Le Téthys II*. Cette troisième campagne a permis d'acquérir des données de sismique (*Sparker*) et de bathymétrie en haute résolution sur la côte Est de la Sicile. J'ai également eu l'opportunité de travailler en collaboration avec Geomar, qui m'a accueilli à Kiel (Allemagne) durant le mois de Juin 2016. Les résultats obtenus durant la thèse ont été présentés lors de congrès scientifiques internationaux dont les titres et posters sont présentés dans les annexes de cette thèse. Une partie de ces résultats fait l'objet d'une publication scientifique acceptée au *Journal of Geophysical Research* en février 2018, et qui est présentée en partie III de cette thèse.

Partie I: Géodynamique Méditerranéenne

Chapitre 1: Morpho-tectonique de la Méditerranée et du bassin Ionien

1.1. Les bassins Méditerranéens

La géo-morphologie de la Méditerranée à grande échelle consiste en une succession de bassins profonds bordés de chaînes de montagnes (**Figure I.1**). Sept bassins se succèdent d'Ouest en Est et d'un point de vue géodynamique, ils sont généralement répartis en deux domaines différents. Ces domaines regroupent les bassins occidentaux (Mer d'Alboran, bassins Liguro-Provençal et Tyrrhénien) et les bassins orientaux (Mer Adriatique et les bassins Ionien, Afro-Sicilien et du Levant). Ils sont séparés du Nord au Sud, par l'Italie, la Sicile et l'escarpement de Malte jusqu'à la Libye. Ces domaines sont notamment différenciés de par leur âge et leur origine. En effet, les bassins d'Alboran, Liguro-Provençal et Tyrrhénien sont interprétés comme ayant une origine récente au Néogène. Quant aux bassins Ioniens et du Levant, ils sont plus anciens mais la nature de leurs croûtes fait débat. Ils sont considérés soit comme des domaines continentaux appartenant à la plaque Afrique, soit comme des domaines océaniques hérités de l'océan Téthys (180-200 Ma).

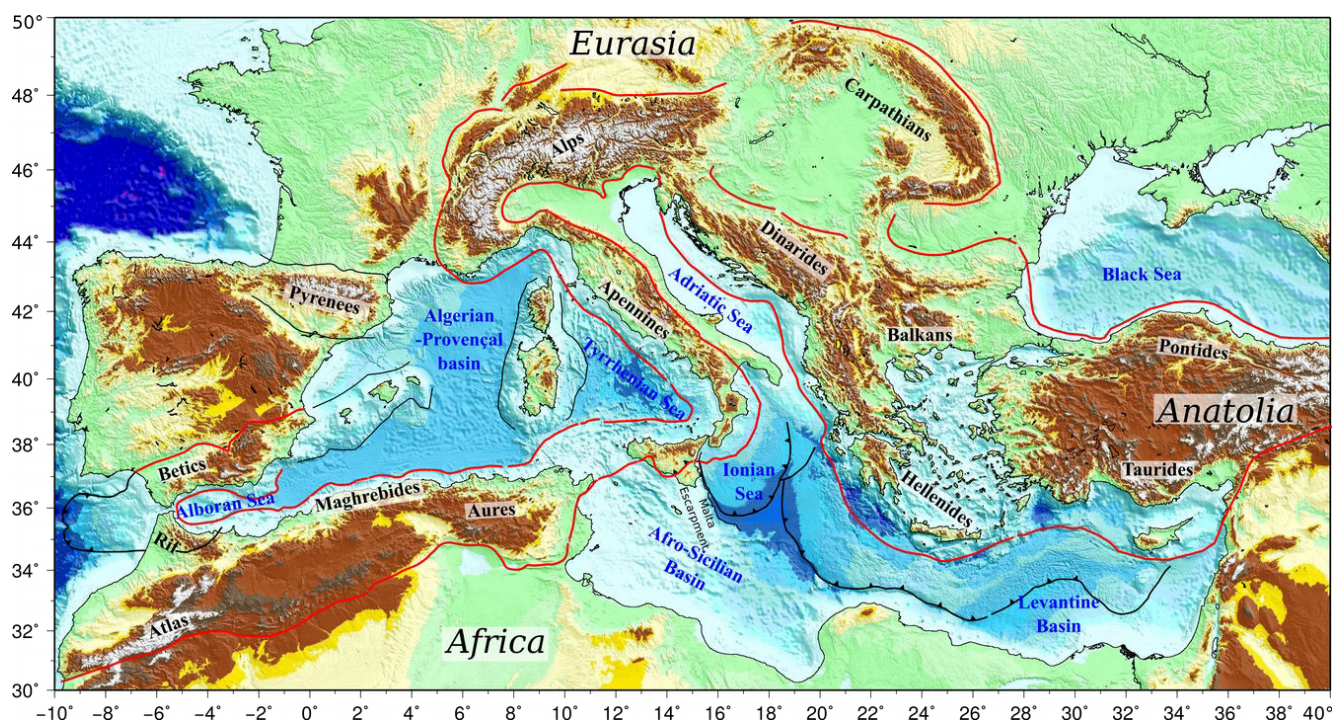


Figure I.1 : Carte topographique et bathymétrique de la Méditerranée (NOAA-ETOPO 1 et Gutscher et al. 2017 pour le bassin Ionien). En rouge les limites tectoniques compressives des plaques Afrique et Eurasie.

Cette dichotomie est aisément observable dans les données de flux de chaleur (**Figure I.2**). Les bassins orientaux présentent un faible flux de chaleur en comparaison des bassins occidentaux. Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer ces observations, notamment l'épaisseur de la

lithosphère en présence (plus épaisse en Méditerranée orientale **Jiménez-Munt et al., 2003**) ou bien l'âge de cette lithosphère (plus récente et donc plus chaude en Méditerranée occidentale, **Roure et al., 2012**).

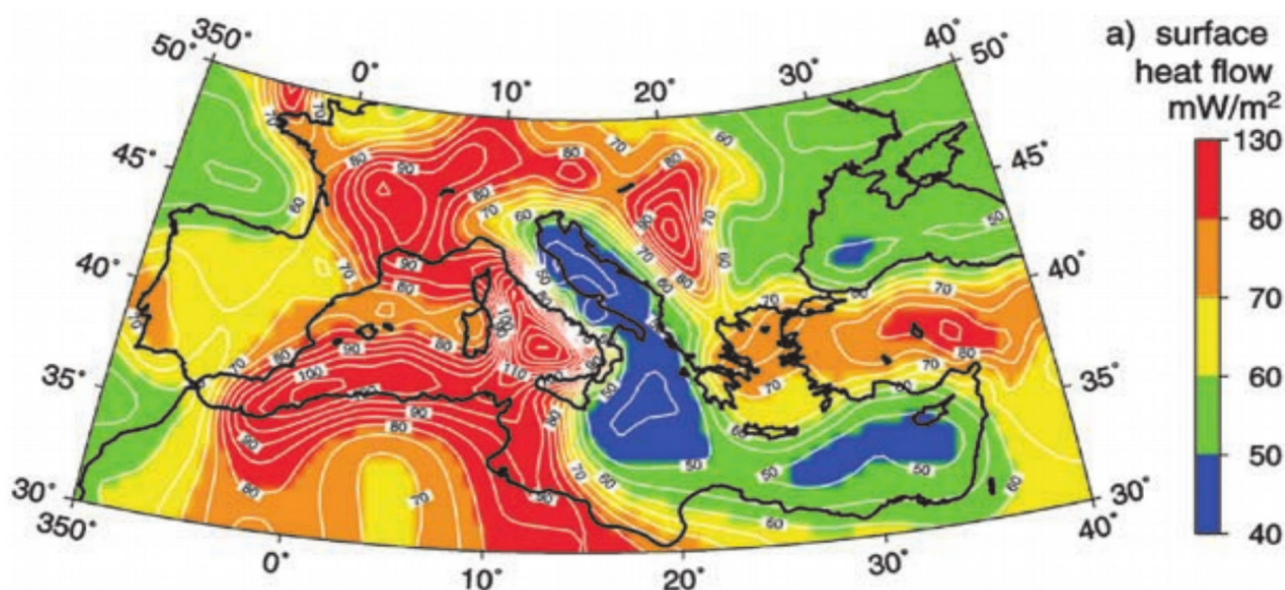


Figure I.2 : Carte du flux de chaleur de surface en région Méditerranéenne (de Jiménez-Munt et al. 2003).

Enfin, le bassin Afro-Sicilien (ou canal Siculo-Tunisien) est probablement d'origine continentale et appartient à une extension sous-marine de la plaque Afrique (**Gueguen et al., 1998**). Quant à la mer Adriatique, son origine est complexe puisqu'elle résulte de la collision entre la plaque Eurasiatique et la plaque Adriatique. Cette dernière est une plaque indépendante qui constitue la majeure partie de l'Italie actuelle (voir **Partie I, 3**). La mer Egée et la Mer Noire, qui ne seront pas traitées ici en détail, représentent à plus petite échelle la dichotomie Méditerranéenne, puisque la première est un jeune bassin, avec une croûte continentale amincie par de l'extension (*rifting*) récente et un fort flux de chaleur, tandis que la Mer Noire semble être un vieux bassin océanique, d'âge Crétacé supérieur (**Stampfli et al., 2004**) avec un faible flux de chaleur (**Figure I.2**).

1.2. Les chaînes de montagnes

Les pourtours de ces bassins sont majoritairement constitués de chaînes de montagnes dont l'étude a permis de comprendre l'histoire géodynamique de la Méditerranée. En reliant ces chaînes de montagnes les unes aux autres et d'Ouest en Est, on peut aisément dessiner les limites des grandes plaques tectoniques de la Méditerranée (**Figure I.1**). Ces plaques sont l'Afrique au Sud, l'Eurasie au Nord et le bloc Anatolien à l'Est. La géodynamique Méditerranéenne est principalement influencée par la convergence des deux premières plaques depuis le début du

Mésozoïque (**Ricou, 1994 ; Dercourt et al., 1986**). Il est important de noter que toutes les montagnes Méditerranéennes ne sont pas uniquement reliées à la convergence de l'Afrique et de l'Eurasie. En effet, le Massif Central est un massif cristallin appartenant à la chaîne hercynienne, et est issue du cycle Varisque, qui est bien plus ancien (Paléozoïque) que la plupart des chaînes de montagnes Méditerranéennes (**Rast, 1988**). D'autre part, les Pyrénées proviennent de la rotation puis de la collision des plaques Ibérique (actuelle Espagne et Portugal) et Eurasiatique intervenant dans le cycle Alpin (Mésozoïque). Ces plaques étant très solidaires l'une de l'autre à notre époque, elles ne sont aujourd'hui plus considérées comme indépendantes.

La continuité des chaînes de montagnes Méditerranéennes est observable en dehors de l'Europe et s'étend de Gibraltar jusqu'à l'Himalaya, et même plus loin jusqu'en Indonésie (**Figure I.3**). D'après les études réalisées sur ces chaînes de montagnes, les géologues ont pu relier cette succession de chaîne de montagnes à la fermeture d'un ancien océan nommé Téthys (**voir le Chapitre 3:1**). Cette conclusion provient de l'observation de roches dont l'origine est océanique au sein même de ces montagnes. Ces roches, appelées « *ophiolites* », sont des roches provenant d'une partie de la lithosphère océanique. Elles ont été charriées, parfois jusqu'à de hautes altitudes dans certaines chaînes de montagnes, par collision de grandes masses continentales lors de la fermeture d'un océan. Par exemple, le massif du Chenaillet dans les Alpes témoigne de l'existence de la Téthys Alpine. Ce massif est constitué de roches typiques de la lithosphère océanique, de manteau serpentinisé (manteau ayant subi une hydratation), de gabbros lités ainsi que des basaltes sous forme de laves en coussins (roches volcaniques se refroidissant très rapidement au contact d'eau), et de roches se formant principalement à un centre d'accrétion (dorsale océanique) en domaine marin. Ces ophiolites sont retrouvées le long des chaînes de montagnes et forment une ceinture ophiolitique. Elles sont géographiquement réparties en fonction de leurs âges de formation, et indiquent les âges de fermeture d'un océan, avec les plus anciennes à l'Ouest et les plus récentes à l'Est (**Ricou, 1994 ; Pedersen et al., 2010**) :

- ▶ Cordières Bétiqes : Péridotites de Ronda (qui appartiennent à un domaine subcontinental).
- ▶ Alpes : Ophiolites du massif cristallin interne dont celles du Chenaillet ou du Zermatt-Saas en Suisse, misent en place il y a 110-100 Ma.
- ▶ Grèce : Ophiolites Hellénides misent en place il y a 150 Ma.
- ▶ Turquie : Ophiolites d'Antalaya et d'Ankara (75 Ma).
- ▶ Chypre : Ophiolites de Troodos (75 Ma).
- ▶ Syrie : Ophiolites de Hatay (75 Ma).

- ▶ Iran-Irak : « Croissant Ophiolitique Péri-Arabe » (95-60 Ma d'Ouest en Est).
- ▶ Oman : Ophiolites de Semail (95-73 Ma)
- ▶ Ophiolites du Waziristan et de Zhob (70-60 Ma)
- ▶ Massifs ophiolitiques liés à la collision Inde-Asie (130 à 124 Ma d'Ouest en Est).
- ▶ Ophiolites du Spontang (65 Ma) et du Tsang-Po (55 Ma)

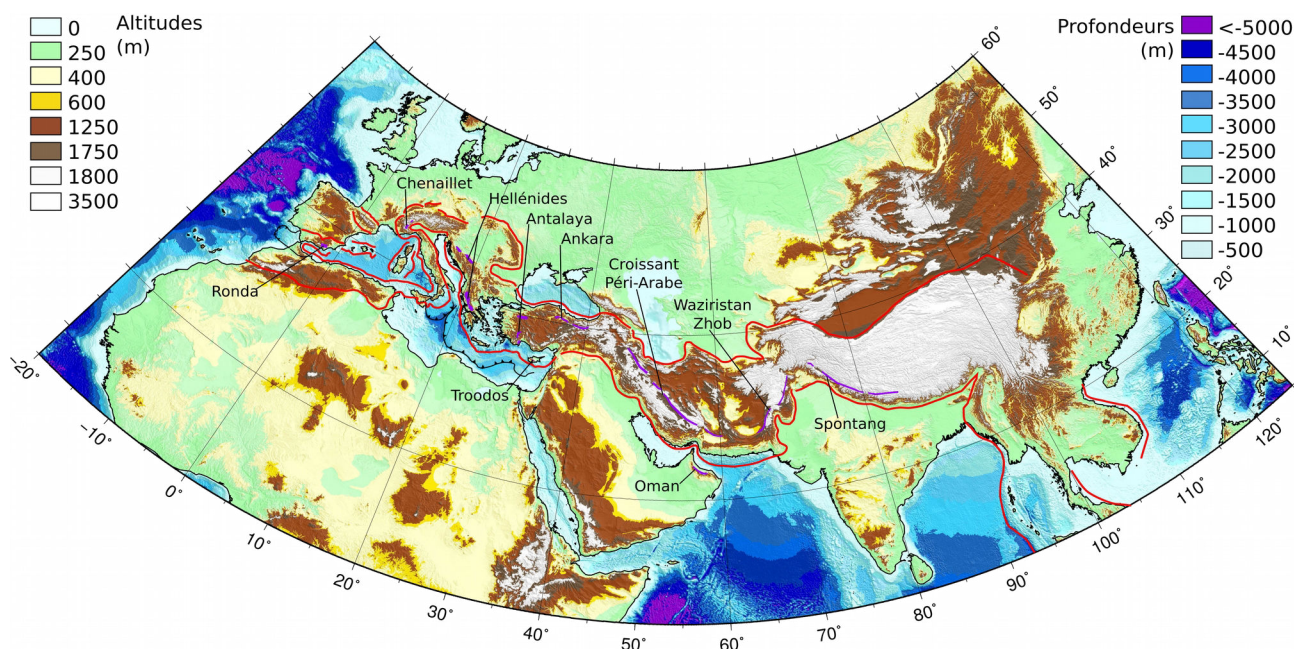


Figure I.3 : Carte topographique et bathymétrique de la Méditerranée (NOAA-ETOPO 1). En rouge les limites tectoniques compressives des plaques Afrique et Eurasiatique. L'échelle de couleur des altitudes restera la même dans tout le manuscrit.

1.3. Le bassin Ionien

1.3.1. Géomorphologie bathymétrique

Le bassin Ionien est un des bassins orientaux les plus profonds de la Méditerranée, avec 4100 m de profondeur maximale dans la plaine abyssale (**Figure I.4**). La bathymétrie du bassin remonte progressivement vers le Nord pour atteindre des profondeurs de 1600-1800 m au Sud de la Calabre. Sur une distance de 260 km, cette structure est interprétée comme le prisme d'accrétion de la subduction Calabraise (**Gallais et al., 2012**). Toute la partie Est du bassin est légèrement plus élevée par rapport à la partie Ouest, avec une limite au centre du bassin appelée le système de failles Ioniennes (ou *Ionian fault system :IFS*). À l'Est de la plaine Abyssale, le prisme d'accrétion de la subduction Hellénique est observé dans les données de bathymétrie. Ce prisme d'accrétion a été nommé « ride Méditerranéenne occidentale » (en anglais "*Western Mediterranean Ridge accretionary complex*").

Les pourtours du bassin Ionien sont marqués par d'abrupts sauts de bathymétrie, localisés sur les pourtours Calabrais, Siciliens et Grecques. Cependant, une structure majeure affecte la bathymétrie à l'Est de la Sicile avec une direction globalement Nord-Sud : c'est l'escarpement de Malte. Cet escarpement délimite le plateau Hybléen et Sicilien à l'Ouest (dont la bathymétrie n'excède pas 500 m) et le bassin Ionien à l'Est avec ses 3500 à 4000 m de profondeur. Ce sont donc plus de 3000 m de dénivelé qui sont accommodés sur une distance très courte d'une vingtaine de kilomètres. Généralement, cette structure est interprétée comme étant héritée de l'ouverture Mésozoïque du Bassin (Catalano et al. 2001). Un autre escarpement majeur est observable de l'autre côté du bassin et borde le Nord-Est du bassin en Albanie et en Grèce : c'est l'escarpement Apulien. Celui-ci est moins abrupt mais possède tout de même un dénivelé de 2000 m, accommodé sur une distance de 50 km. Il représente la limite entre la plaque Adriatique au N et NE et le bassin Ionien au SO, et se situe dans la prolongation du talon de la botte Italienne.

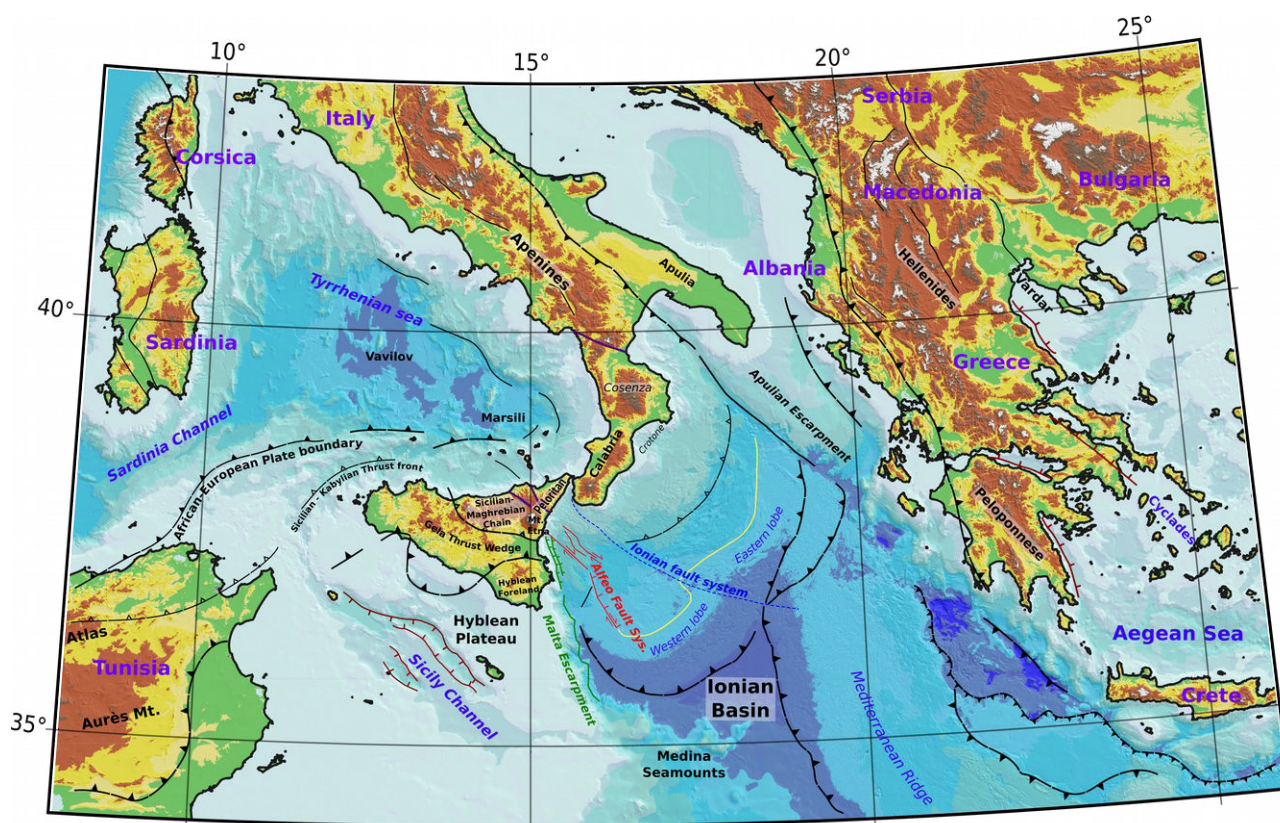


Figure I.4 : Carte structurale des bassins Ionien et Tyrrhénien ; Les données de bathymétrie proviennent de la compilation EMODnet 250m et les données topographiques du projet SRTM-90m (Shuttle Relief Terrain Mission). Les pays sont en violet, les noms et localités sont en noir.

1.3.2. Géologie à terre

À terre, le mont Etna est l'une des structures majeures du bassin. C'est un volcan de 3350 m d'altitude avec un diamètre de plus de 35 km. Sa géométrie conique est affectée par un effondrement de son flanc Est (nommé vallée *del Bove*), qui se prolonge en plusieurs loupes d'arrachements imbriquées et sous-marines le long de l'escarpement de Malte (**Gross et al., 2016**). Ce volcan, toujours actif aujourd'hui, est constitué de ses propres laves qui sont des téphrites phonolitiques et potassiques, mais aussi de quelques laves différentes comme des carbonatites et melilitites. Ces laves sont sensiblement différentes de celles des Îles Éoliennes, qui sont quant à elles des Andésites et des basaltes alcalins.

Au Sud de la Sicile se trouve le plateau Hybléen, dont les hauteurs culminent à 986 m. Il est constitué de roches sédimentaires carbonatés pélagiques, caractéristiques des grandes profondeurs (**Figure I.5**). Celles-ci sont intrudées par des roches volcaniques comme des basaltes alcalins ou andésites, mais aussi de rhyolites et trachytes pyroclastiques. Entre le plateau Hybléen et le Mont Etna se trouve le front chevauchant de la nappe de Gela, qui s'étend de l'embouchure du Simeto (Catane) à l'Est jusqu'au Golfe de Gela à l'Ouest. Au Nord de ce front se situe un prisme d'accrétion compressif (terrestre) notamment observé par une grande ligne de sismique réflexion terrestre coupant la Sicile dans une direction N-S : le profil SI.RI.PRO. (**Accaino et al., 2011, Catalano et al., 2013**). Ce profil montre la structure profonde d'écaillés de nappes sédimentaires et de socle (jusqu'à 25 km), déformées par de nombreuses failles inverses témoignant de la collision du plateau Hybléen (plaque Afrique) et par des blocs continentaux appartenant à la plaque Eurasiatique.

Toujours en Sicile, au Nord de l'Etna, les montagnes du Péloritain (Nord-Est de la Sicile) atteignent une altitude de presque 1374 m le long de la côte Nord-Est de la Sicile. La nature lithologique du « bloc » Péloritain est clairement distincte du reste de la Sicile. Ce bloc Hercynien est constitué de roches métamorphiques (micaschistes, gneiss et migmatites) similaires à celles du Massif Central et du Massif Armoricain en France. La limite entre ce bloc et le reste de la Sicile est localisée le long d'un front chevauchant nommé Kabyle-Calabre (**Figure I.6, Catalano et al. 2012**). Plus à l'Ouest, la ceinture Siculo-Maghrébienne, principalement représentée par les monts Nebrodi et Madonie culminant à plus de 2000 m, s'étend jusqu'au Nord de la Sicile. Cette chaîne de montagnes est principalement constituée de Flyschs Miocènes et d'unités sédimentaires dites Sicilides.

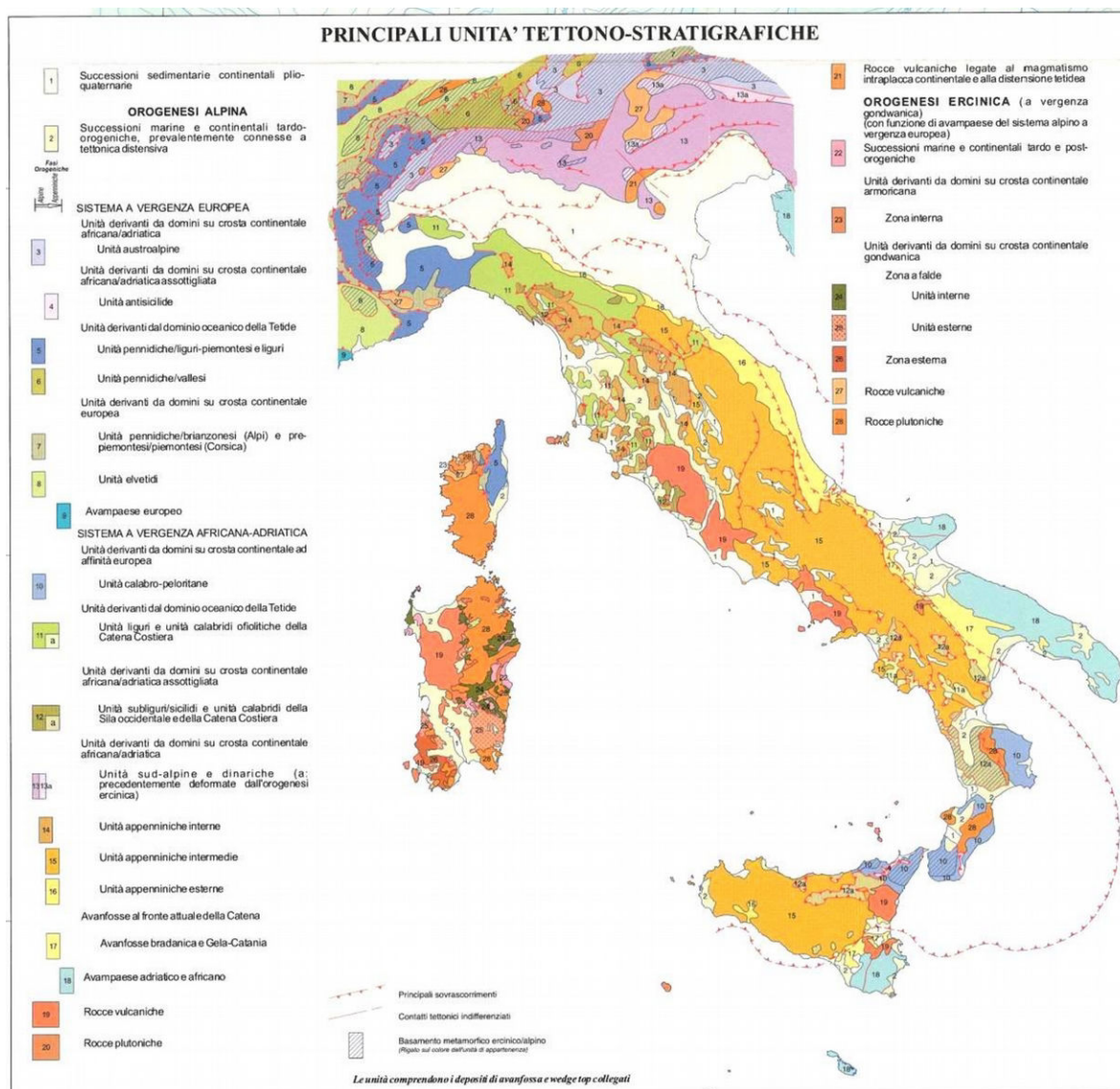


Figure I.5 : Carte structurale de l'Italie, la Corse, la Sardaigne et la Sicile. Source : Carta Geologica d'Italia, APAT, Dipartimento Difesa del Suolo.

Les roches du bloc Péloritain sont très similaires à celles retrouvées en Calabre. De plus, la Calabre abrite aussi des granites, granodiorites ainsi que des séries sédimentaires calcaires, marneuses et par endroits conglomératiques. Ces roches datent du Plio-pléistocène pour la majeure partie de la Calabre. Plus localement, des sédiments du prisme d'accrétion sont retrouvés le long de la côte Sud-Est de la Calabre. Ceux-ci datent du Miocène et sont partiellement métamorphisés par un régime de basse pression, basse température. Des terrasses marines bordant les côtes de la Calabre indiquent un soulèvement vertical de ce bloc durant le Plio-Quaternaire (Westaway, 1993).

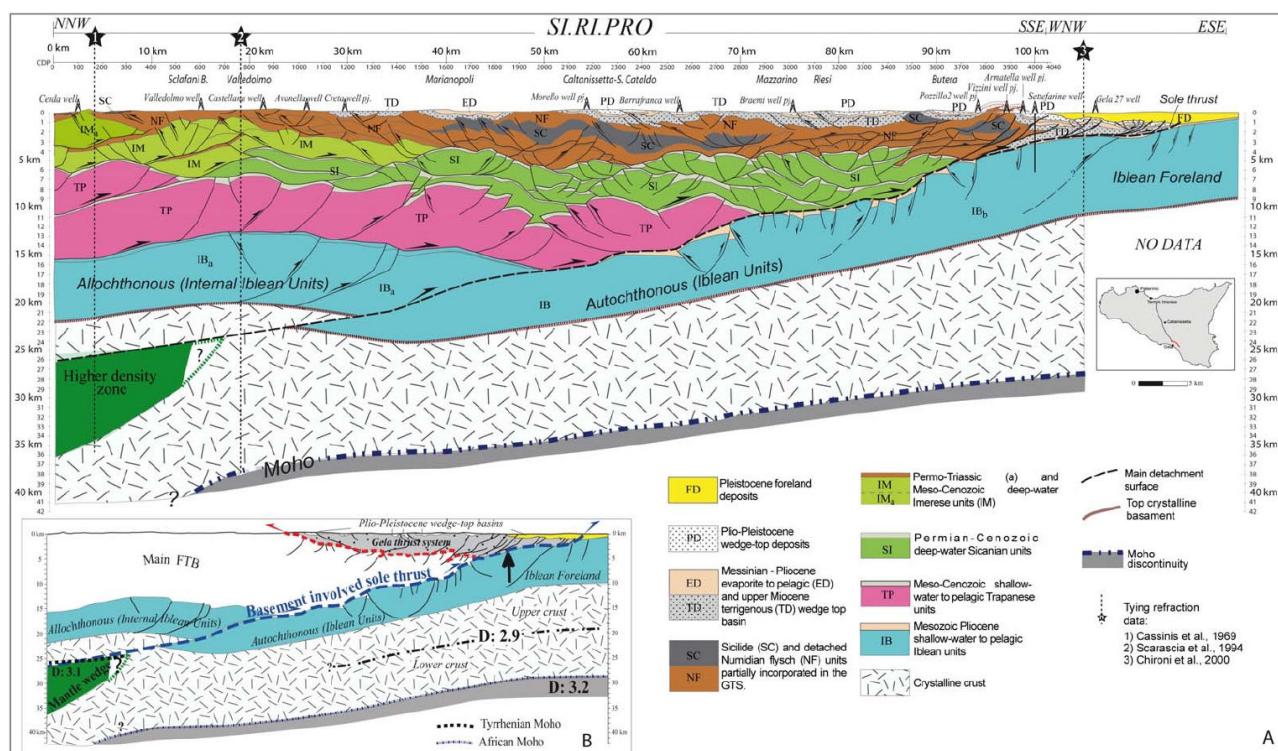


Figure I.6 : Interprétation schématique du profil de sismique à terre SI.RI.PRO par Catalano et al., 2012, 2013.

1.3.3. Prisme d'accrétion

Le prisme d'accrétion de la subduction Calabraise est marqué par une pente de surface très peu inclinée, qui remonte vers le Nord-Ouest. Cet énorme prisme d'accrétion recouvre totalement l'avant-pays et la fosse de la subduction. Il est aussi très épais et peut atteindre près de 19 km d'épaisseur proche du *backstop* (Maesano et al., 2017). L'analyse morpho-structurale détaillée du prisme conduit à l'identification de plusieurs grands domaines structuraux, correspondant à des styles de déformation différents. Ainsi, il peut être divisé selon deux grands axes.

Le premier axe divise le prisme en deux lobes distincts (Est et Ouest), limités par l'IFS qui est globalement orienté NO-SE (Figure I.7). Ces deux lobes ont des bathymétries différentes et sont caractérisés par des régimes structuraux, des profondeurs de détachement et des taux de déformation différents (Polonia et al., 2011). Dans le but d'expliquer cette grande zone de failles qu'est l'IFS, ainsi que les différences d'altitude des deux lobes, plusieurs hypothèses ont été proposées. La première suppose que l'origine de ces deux lobes serait liée à l'avancée plus rapide du *backstop* Calabrais vers le SE par rapport au Péloritain (Polonia et al., 2011). Entre les deux se développerait donc une grande zone de failles dextres. Cependant, une autre explication a été proposée en se basant sur des données bathymétriques et de sismique réflexion, selon laquelle le lobe Est serait déjà rentré en collision avec le prisme d'accrétion de la subduction Hellénique (Ride

Méditerranéenne), alors que le lobe Ouest serait libre de fluer et d'avancer sur la plaine abyssale Ionienne (**Gallais et al., 2012 ; Gutscher et al., 2017**).

Le second axe de division est orienté OSO-ENE et tient compte de la nature des sédiments qui composent le prisme d'accrétion. Au NO, le prisme dit « interne » ne contient pas ou très peu d'évaporites Messiniennes, alors que le prisme « externe » en contient en grande quantité. Ces évaporites proviennent de l'événement de la crise de salinité survenant au Messinien (vers 6 Ma, présenté en **Partie I.3.3.1**). La présence d'évaporites a une forte influence sur la rhéologie des sédiments du prisme, et donc sur la construction du prisme au cours du temps. En effet, il a été proposé que le prisme d'accrétion Calabrais a été construit en deux étapes : pré et post Messinienne. La première étape pré-Messinienne est dominée par une accrétion frontale classique et régie par les lois de construction du prisme de Coulomb. La seconde étape post-Messinienne est marquée par la déposition d'une couche d'évaporites, qui jouera le rôle de décollement basal et propagera la déformation en avant du prisme d'accrétion (**Minelli & Faccena, 2010 ; Gallais et al., 2012 ; Gutscher et al., 2016**).

D'après les données de sismique réflexion, la stratigraphie du prisme d'accrétion Calabrais est constituée de quatre couches sédimentaires. Premièrement, juste au-dessus de la croûte, des séries sédimentaires Mésozoïque sont observées (**Catalano et al., 2001**). Elles sont probablement carbonatées et similaires à celles retrouvées sur le plateau Hybléen. Au-dessus, des sédiments indifférenciés du Tertiaire, puis des sédiments datés du Tortonien, eux-mêmes recouverts par des sédiments du Messinien. Il est probable que le prisme externe abrite des évaporites datant du Messinien, qui s'épaississent vers le NO du prisme et influencent la tectonique actuelle du prisme d'après les observations morpho-bathymétrique et de sismique réflexion (**Gallais et al., 2012**). Enfin, le dernier compartiment sédimentaire est celui des sédiments Plio-Quaternaire. Cette classification est réalisée en fonction des réflexions aisément reconnaissables en sismique. Les évaporites Messiniennes sont connues dans la majorité des bassins Méditerranéens et sont facilement identifiables dans les données de sismique. C'est pour cette raison qu'elles sont généralement prises comme référence pour les datations relatives.

Dans le détail des couches Plio-Quaternaire, des turbidites particulièrement épaisses (ou méga-turbidites) ont été observées dans plusieurs zones du bassin. Elles sont parfois appelées homogénites du fait de leur transparence acoustique en sismique réflexion, et de leur apparence d'argiles homogènes et indifférenciées dans des carottes sédimentaires. L'une de ces méga-turbidites nommée d'Augias a été initialement reliée à l'éruption du volcan du Santorin en Crète en 365 AD (**Cita et al., 1996 ; Cita & Aloisi, 2000**). Des travaux avec datations radiométriques ¹⁴C

plus récents contestent cette interprétation et associent ce dépôt avec le séisme de Crète de 365 AD ($M \sim 8.5$), et aurait généré des séismes et un puissant tsunami affectant tout le bassin (Polonia et al., 2013 ; San-Pedro et al., 2017).

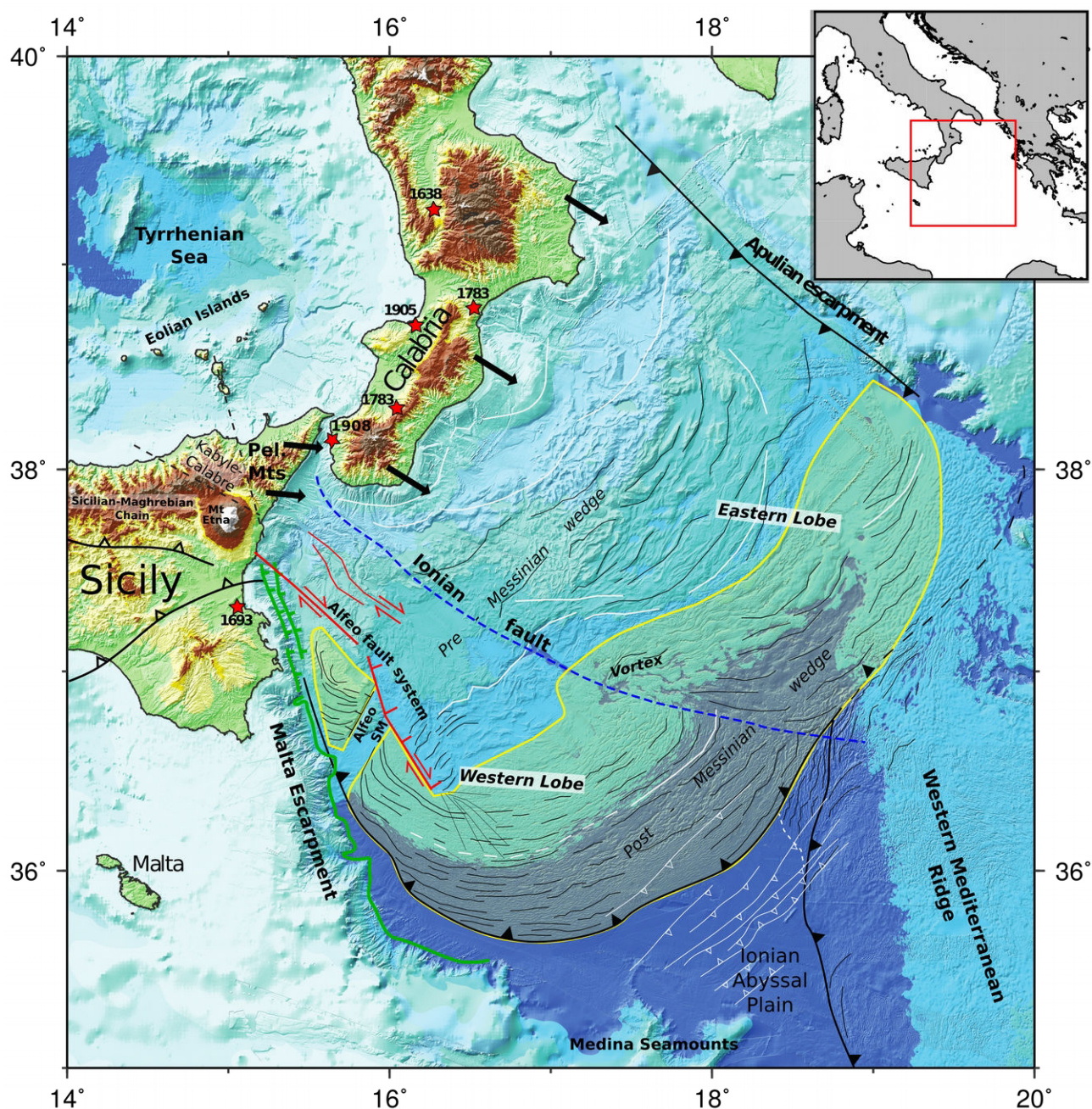


Figure I.7 : Carte du bassin Ionien, permettant de localiser les structures tectoniques principales du prisme d'accrétion de la subduction Calabraise, et de celles de la Sicile et Calabre. Les flèches noires indiquent les vitesses GPS observées en Sicile et Calabre par rapport à la Nubie fixe (Serpelloni et al., 2007). Les étoiles rouges marquent les grands séismes se produisant dans le bassin, accompagnées des dates de ces événements. La partie en masque jaune indique l'extension des évaporites Messiniennes dans le bassin, extrapolée à partir des données de sismique réflexion. Les données bathymétriques proviennent d'une compilation par Gutscher et al., 2017.

Chapitre 2: Définitions et mécanismes tectoniques généraux

2.1. Les mécanismes de rifting transformants et divergents

Les marges sont généralement classées en fonction des directions d'ouverture et du mode d'amincissement. Elles sont donc : soit divergentes quand la direction d'ouverture est perpendiculaire à la zone de *rift* (McKenzie, 1978); soit transformantes quand la direction est parallèle ; ou oblique quand cette direction d'ouverture n'est pas purement divergente ni transformante (Wilson & Williams, 1979 ; Mercier de Lépinay et al., 2016). Les marges transformantes représentent 25 à 30 % des marges passives du globe. Cependant, leur origine tectonique reste assez peu comprise en comparaison des marges divergentes. Ces dernières années, ces sujets de géodynamique fondamentale ont suscité un regain d'intérêt pour les perspectives en prospection pétrolière. Les deux premiers types de marges évoluent très différemment au cours du temps et forment des objets géologiques distincts. Les marges transformantes peuvent être associées aux grandes failles décrochantes qui accommodent la rotation des plaques tectoniques aux dorsales océaniques. La marge Côte d'Ivoire-Ghana est particulièrement bien étudiée et marque la limite entre la plaque Afrique et l'océan Atlantique Sud (Figure II, ; Edwards et al., 1997 ; Basile et al., 1998 ; Sage et al., 2000 ; Antobreh et al., 2009).

D'après l'étude de ces marges transformantes, les chercheurs ont observés qu'elles partagent des caractéristiques particulières permettant de les identifier (Mercier de Lépinay et al., 2016 ; thèse de Ch. Basile 1990, Pontoise et al., 1990 ; Sage et al., 1997) :

- Un escarpement marqué dans la morpho-bathymétrie avec une pente continentale très forte, séparant un plateau continental d'une plaine abyssale.
- Une connexion possible avec les rides décrochantes de la dorsale océanique qui est associée à l'ouverture du bassin.
- Une remontée du Moho abrupte à la TOC sur des distances très courtes, autour de la dizaine de kilomètres. Ceci est visible en sismique grand-ange ainsi qu'en gravimétrie.
- Pour les marges relativement récentes, les échanges thermiques entre les lithosphères continentales et océaniques sont très différents et observables dans des données de flux de chaleur. Parfois, ces échanges thermiques sont associés à une expansion et une régression thermique qui provoquent des mouvements verticaux de la marge.

Ces grands traits caractéristiques des marges transformantes peuvent varier selon les zones étudiées. Cependant, il est parfois difficile de faire la distinction entre une marge purement transformante et une marge oblique. Cette dernière est une succession de petites unités

transformantes et divergentes. Un autre exemple connu est celui de la Guyane Française et du plateau de Demerara. À cet endroit, la marge témoigne de plusieurs cycles d'ouvertures océaniques se déroulant à des périodes différentes, notamment celles de l'Atlantique Centrale et Sud. Ainsi, les deux types de marges passives sont retrouvées sur le même plateau (**Greenroyd et al., 2008 ; Basile et al., 2013 ; Loncke et al., 2015 ; Mercier de Lépinay et al., 2016**). Au Nord de ce plateau de Demerara, on retrouve une marge transformante liée à l'ouverture de l'Atlantique Équatorial au Crétacé inférieur. À l'Ouest et à l'Est, des marges divergentes sont observées et ont été reliées respectivement à l'ouverture de l'Atlantique Nord au Jurassique, et l'Atlantique Sud au Crétacé supérieur (**Figure I.8-D**).

En comparaison, les marges divergentes possèdent d'autres caractéristiques telles que :

- La présence de blocs basculés visibles en sismique réflexion et grand-angle, et séparés par des failles listriques et normales.
- Une pente continentale relativement douce et peu escarpée en morpho-bathymétrie.
- Des amincissements crustaux et des remontées du Moho qui sont accommodés sur de très grandes distances, le domaine continental amincit s'étendant sur des centaines de kilomètres.
- La TOC est alors beaucoup plus éloignée du continent, et affecte de plus grandes distances.

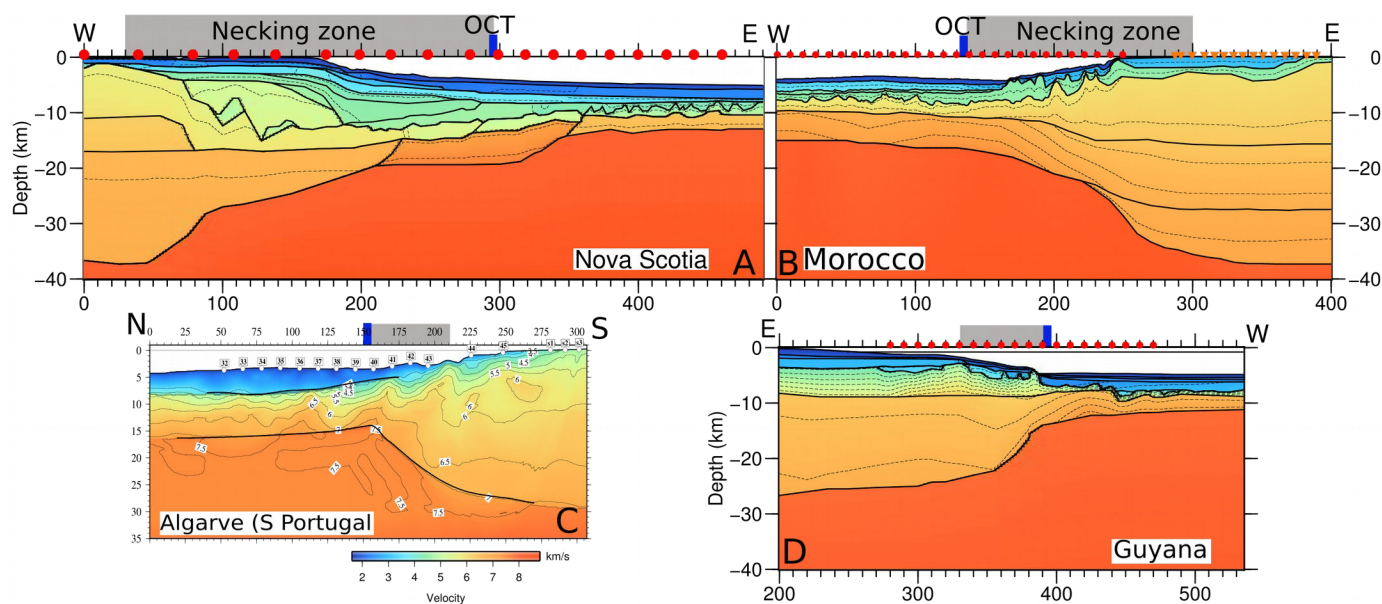


Figure I.8 : Comparaison de la structure profonde (modèles de vitesse, sismique grand-angle) de marges divergentes : A, en Nouvelle-Écosse (Funck et al., 2004) et B, au Maroc (Biari et al., 2015) ; et de marges transformantes : C, au Portugal (inversion tomographique par

Sallarès et al., 2011) et D, en Guyane (Greenroyd et al., 2008).

2.2. Le mécanisme de subduction

L'étape de subduction de lithosphère océanique est particulièrement importante dans notre étude sur la mer Ionienne, et certaines hypothèses indiquent qu'elle serait la force motrice de la subduction Calabraise aujourd'hui. Une lithosphère océanique se densifie en fonction de son âge, et ce jusqu'à une limite d'âge maximale qui est observée à l'échelle planétaire, et se situe autour de 180 Ma. Cette date relativement précise s'explique par l'initiation d'une subduction avant que cette lithosphère ne puisse « vieillir » plus longtemps. La plaque océanique (souvent appelée *slab* d'après le terme anglais) va alors plonger sous une plaque continentale, principalement du fait du contraste de densité entre les deux lithosphères et/ou de forces tectoniques convergentes (Niu, 2014). Une fois initiée, la subduction est principalement entretenue par la force de gravité imposée par la traction du *slab* déjà subducté, et qui est appelée *slab pull* (Royden, 1993 ; Schellart, 2004 ; Niu, 2014). Les sédiments accumulés sur la plaque océanique durant sa phase sous-marine vont être « raclés » par la plaque supérieure, et vont s'accumuler devant elle pour former le prisme d'accrétion. La lithosphère plongeante va subir des changements minéralogiques au cours de sa descente dans l'asthénosphère, notamment causés par des augmentations de pression et de température, mais aussi de la déshydratation de cette plaque plongeante. Ces changements minéralogiques (notamment l'éclogitisation) ont été observés dans les ophiolites de différentes chaînes de montagnes et ont pour effet d'augmenter la densité du *slab*, et donc d'entretenir la subduction par augmentation du *slab pull*. La densité du *slab* augmente donc au cours du temps et, pour certaines lithosphères océaniques très anciennes, si le *slab pull* devient trop fort, alors un retrait de la plaque plongeante (ou retrait de *slab*, ou *slab roll-back*) peut se produire (Niu, 2014).

2.3. Mécanisme de retrait de la plaque plongeante

Le mécanisme de retrait de la plaque plongeante est très commun dans l'histoire géodynamique de la Terre, et dépend de plusieurs autres paramètres comme : la longueur latérale du panneau plongeant (Stegman, 2006), la présence de bords libres dans la zone de subduction (Schellart, 2004), ou encore les mouvements induits dans l'asthénosphère par le panneau plongeant (Faccenna et al., 2005). La verticalisation du *slab* est un phénomène couramment rencontré dans les subductions en retrait. L'étude comparative de différentes zones de subduction a permis d'identifier que l'angle de plongement du panneau plongeant (appelé *dip angle* en anglais) a une grande influence sur le comportement des subductions au cours du temps (Lallemand et al., 2005). Les subductions intra-océaniques sont généralement plus verticales que les subductions d'une lithosphère océanique sous une continentale. Ceci pourrait expliquer pourquoi les subductions intra-

océanique sont souvent en retrait (Lallemand et al., 2005). D'autre part, les contraintes mesurées en arrière-arc semblent reliées à cet angle de plongement, notamment l'extension arrière-arc qui est observée uniquement si le *slab* a déjà profondément plongé (au-delà de 125 km) et si son *dip angle* est supérieur à 50° ; alors que de la compression arrière-arc est observée pour un *dip* inférieur à 30° (Lallemand et al., 2005). Le retrait du panneau plongeant est alors associé à une diminution des contraintes compressives sur la zone ainsi que de l'extension dans la plaque supérieure.

Ce dernier phénomène est expliqué par un processus de « suction » de la plaque supérieure par la plaque plongeante en retrait. Dans cette hypothèse, ce serait le manteau asthénosphérique qui s'adapterait au mouvement de retrait du *slab* et qui provoquerait une remontée de matériel mantellique en arrière-arc. Le manteau suivrait alors la plaque en retrait, emportant avec lui la plaque supérieure. Par ailleurs, les mouvements de remontée du manteau asthénosphérique en arrière-arc peuvent provoquer une décompression rapide de ce matériel, ainsi qu'une fusion partielle qui peuvent alors induire un *rifting* de la plaque supérieure en contexte arrière-arc, menant jusqu'à l'océanisation (*back-arc spreading* en anglais). De nombreuses modélisations analogiques et numériques de retrait de *slab* existent et permettent d'observer ce phénomène (Funiello et al., 2003). Ce mécanisme de retrait de *slab* est souvent invoqué pour expliquer l'histoire géodynamique de la Terre, notamment parce qu'il permet d'expliquer l'ouverture de bassin et même d'océans d'arrière-arc, ainsi que les migrations des subductions.

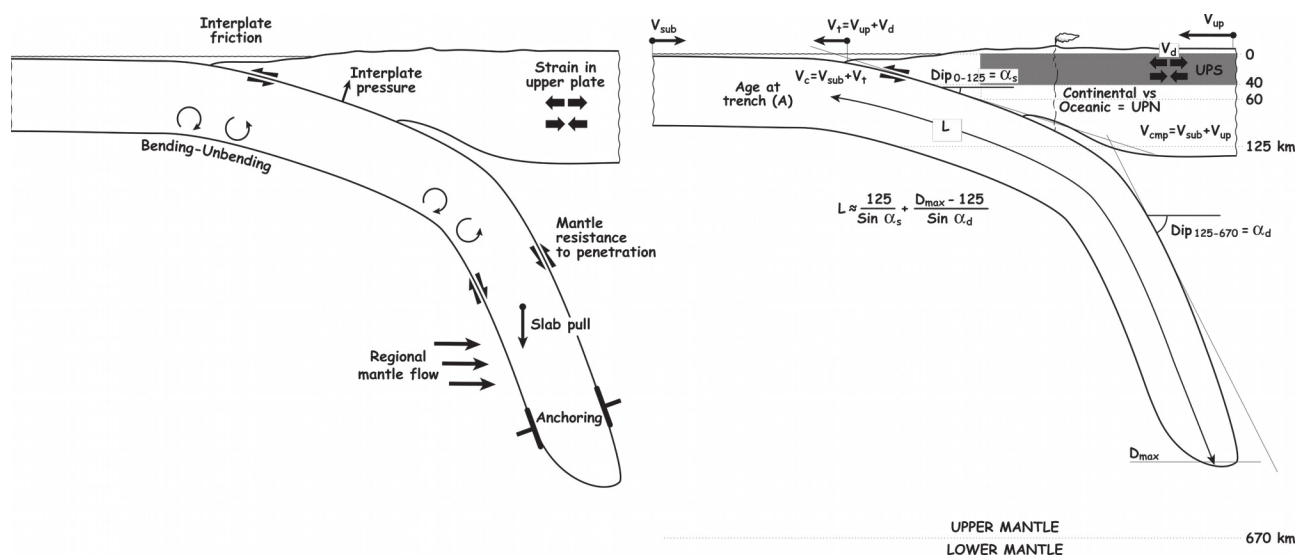


Figure I.9 : Principales forces appliquées à une zone de subduction et représentation schématisques des paramètres influençant la subduction (Lallemand et al., 2005).

2.4. Failles de déchirure lithosphérique de type STEP

Le mécanisme de retrait de la plaque plongeante (voir **Partie I, 2.2**) peut générer des déchirures du *slab*, aussi appelées segmentation du *slab*. Ces déchirures sont parfois des fenêtres dans le *slab* et sont généralement observées dans le manteau asthénosphérique. Plusieurs de ces segmentations sont notamment étudiées dans les modèles tomographiques de la Méditerranée.

En tectonique des plaques, la plaque plongeante d'une zone de subduction se termine latéralement de façon abrupte dans une majorité de cas (**Govers & Wortel, 2005**). L'angle de plongement est généralement plus abrupt (d'environ $+10^\circ$) aux bords des subductions. Plusieurs zones de subduction sont affectées par ce type de terminaison de leur plaque plongeante. Par exemple : au Nord de la subduction des Îles Sandwich, au Sud de celles des nouvelles Hébrides ainsi qu'au Nord de la subduction de Wallis-et-Futuna, ou encore au Nord et au Sud de celles des petites Antilles (**Figure I.8**). Ce type de terminaison est matérialisé par une grande faille affectant l'entièreté de la lithosphère et permettant à la subduction de se poursuivre. Cette faille est appelée STEP pour *Subduction-Transform Edge Propagator* ou faille de déchirure de bord de subduction (**Govers & Wortel, 2005**).

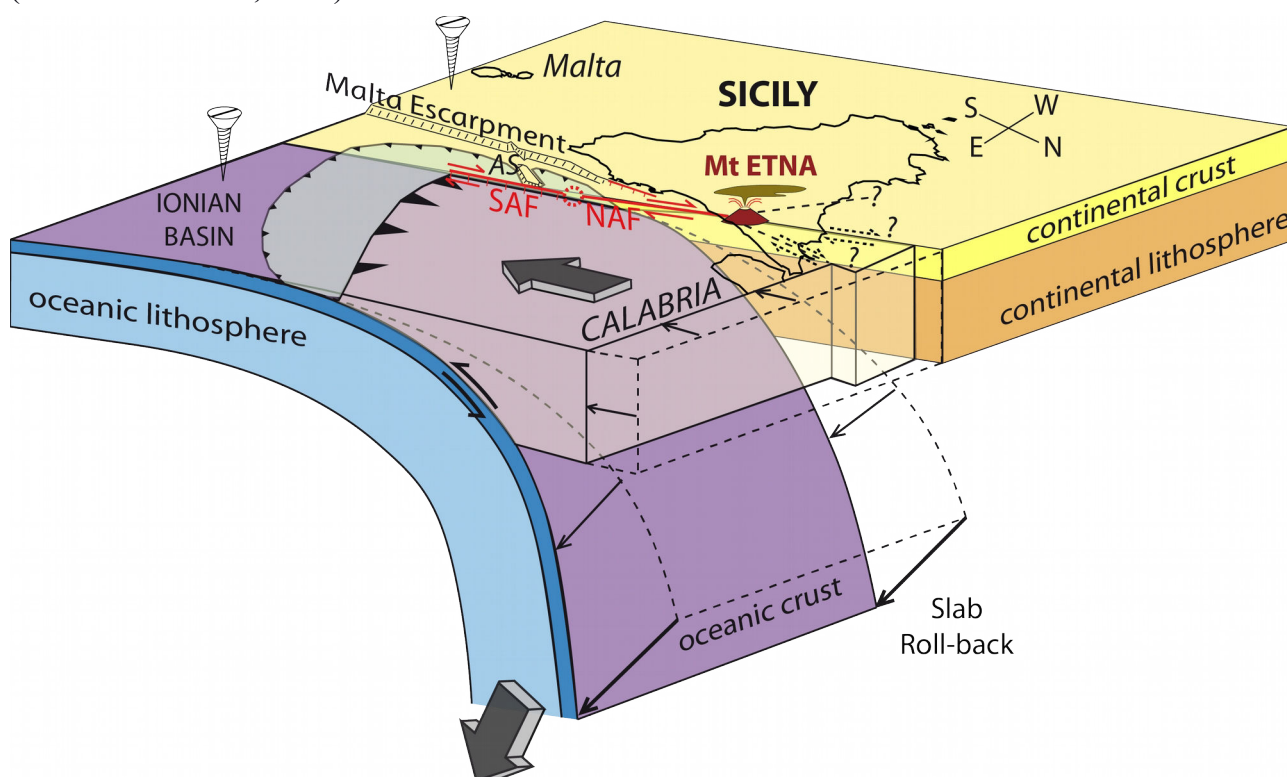


Figure I.10 : Représentation schématique de la faille STEP qui se propage le long de la marge Est-Sicilienne (**Gutscher et al., 2016**).

D'autre part, une telle faille est aussi associée à une zone de déformation assez localisée affectant les deux plaques impliquées dans la zone de subduction. Les mouvements identifiés le

long de cette faille sont décrochants dans la plaque supérieure, et de plus en plus verticaux lorsqu'ils sont proches de la limite entre les plaques (**Gallais et al., 2013**). Cependant, une telle faille n'est pas obligatoirement associée à un grand nombre de séismes décrochants. Ceci s'explique par la nature de la faille STEP, qui permet à la subduction de se poursuivre mais ne répartie pas équitablement la déformation tout le long de la faille STEP (**Govers & Wortel, 2005**). Les STEP's peuvent se développer dans des domaines purement océaniques, comme aux Îles Sandwich (**Baes et al., 2011**).

Lors d'un retrait de la plaque plongeante accompagné par de l'extension arrière-arc, ce type de faille STEP peut se propager plus loin dans la plaque plongeante qui n'a pas encore subductée. Dans les cas où la STEP se développe à la zone de Transition Océan Continent (TOC), on distingue alors trois plaques tectoniques : la plaque plongeante, la plaque supérieure et enfin une plaque continentale que l'on peut dire adjacente. Ces structures lithosphériques peuvent parfois former des limites de plaques transformantes entre la plaque supérieure et la plaque adjacente (**Govers & Wortel, 2005 ; Gallais et al., 2013**). En effet, la plaque plongeante en retrait entraîne la plaque supérieure, et sa limite avec la plaque adjacente est bien une limite de plaque transformante.

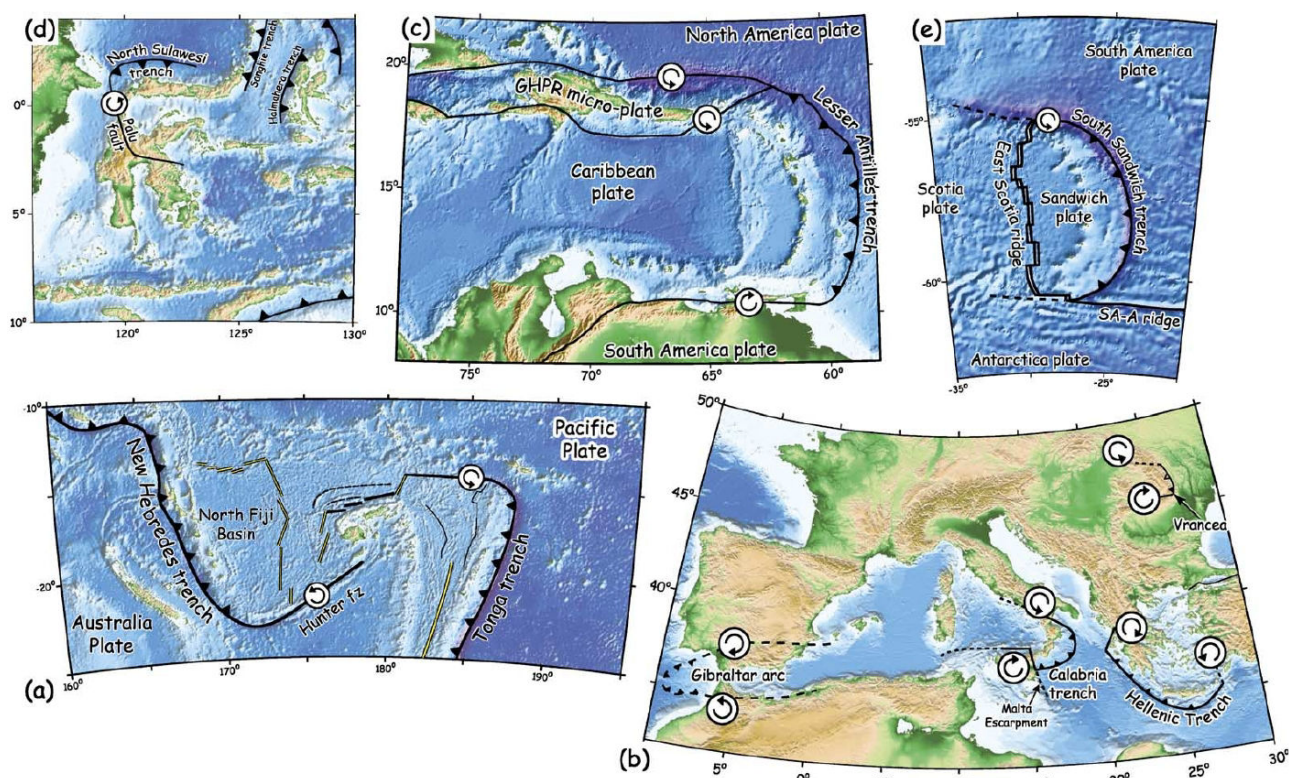


Figure I.11 : Zones de subductions associées à des failles de type STEP: a) Bassin Nord-Fidji ; b) Subductions Méditerranéennes ; c) Plaque Est-Caribéenne ; d) Indonésie, Sulawesi ; e) Subduction des Îles Sandwich.

Chapitre 3: Géodynamique et origines de la Méditerranée

3.1. Ouvertures des Paléo-, Alpine- et Néo-Téthys (420 - 120 Ma)

La suture Alpine est constituée de chaînes de montagnes reliées les unes aux autres de Gibraltar à l'Himalaya (cf. partie I.1). Celles-ci témoignent de la compression finale entre les deux grandes plaques tectoniques Afrique et Eurasie en Méditerranée.

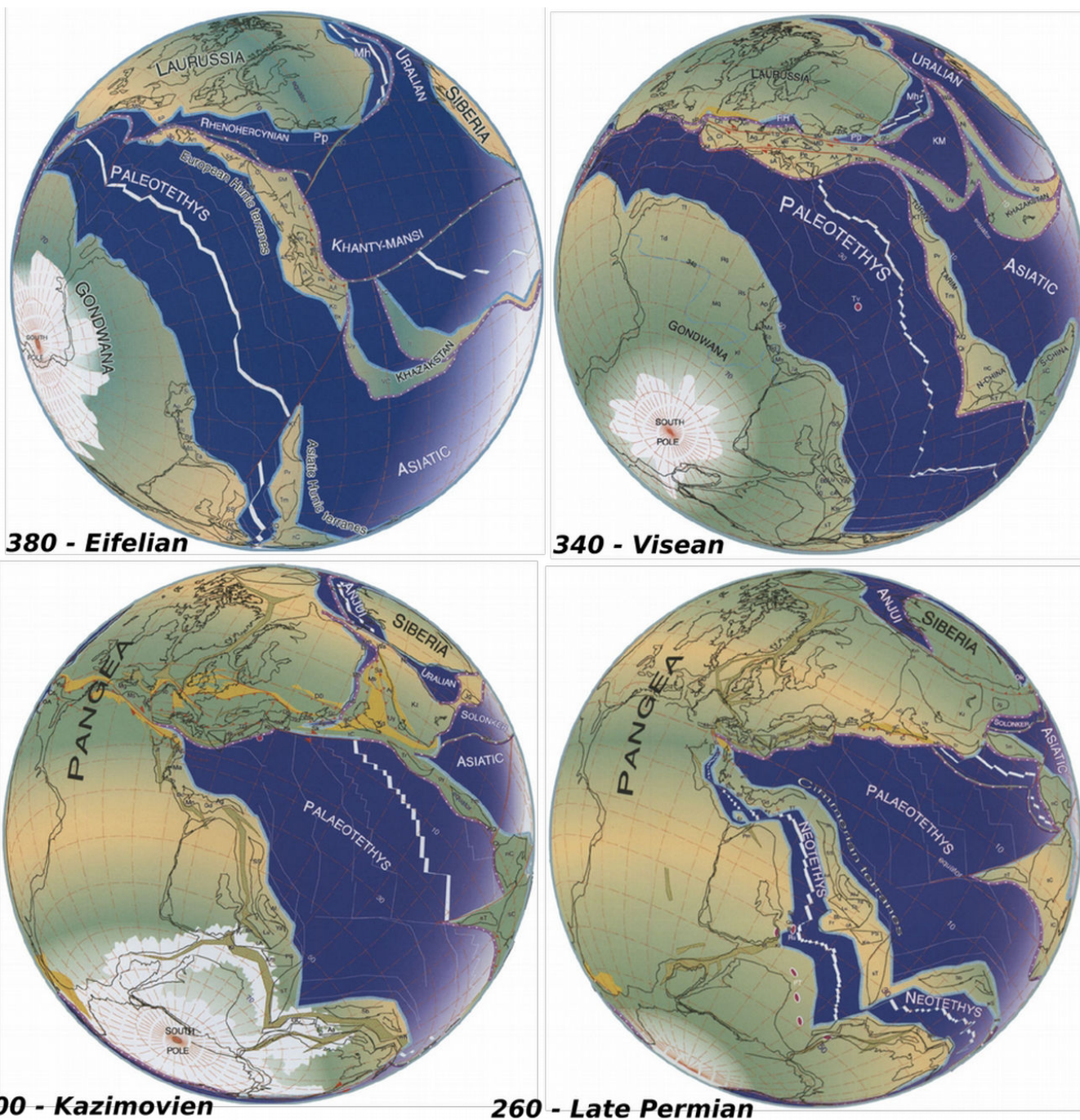


Figure I.12 : Cartes paléogéographiques du Paléozoïque (D'après Stampfli et al. 2004)

Vers l'Est, ce sont d'autres plaques ou grandes masses continentales (Anatolienne, Indienne, Cimmérienne, etc) qui ont été impliquées dans le processus de fermeture de l'océan Téthys. D'autre part, les roches contenues dans ces chaînes de montagnes (notamment les ophiolites) attestent de la présence de cet océan maintenant disparu et nommé Téthys en l'honneur de la déesse marine de la Grèce antique. Cette sous-partie s'intéresse à l'ouverture de l'océan Néo-Téthys, illustrée par des reconstructions paléogéographiques (**Stampfli et al. 2002**).

La Téthys trouve son origine au début du Mésozoïque avec la séparation du dernier supercontinent en date, la Pangée du Permo-Trias en *Laurasia* au Nord (actuelle Amérique du Nord, Europe, Asie et Russie, Sibérie) et *Gondwana* au Sud (actuelle Amérique du Sud, Afrique, Inde et une partie de l'Océanie - **Stampfli et al. 2002 ; Figure I.12**). Cependant, parler de la Téthys comme unique océan est un abus de langage, puisque trois océans distincts au cours du temps sont connus : la Paléo-Téthys, (qui est la plus ancienne et s'est principalement développée avant la Pangée, au Sud-est de *Laurussia*), la Téthys Alpine (dont l'ouverture reste très localisée en Méditerranée occidentale), puis la Néo-Téthys (qui disperse la Pangée et s'ouvre entre la fermeture de la Paléo-Téthys et l'ouverture de la Téthys Alpine, elle est la plus commune représentante des Téthys).

3.1.1. Histoire de la Paléo-Téthys (420 – 260 Ma)

Premièrement, la Paléo-Téthys se serait ouverte à la fin du Silurien (420 Ma) puis il se serait fermée à la transition du Permo-Trias (250 Ma). Cet océan disparaît dans une subduction qui est initiée dans le Sud de l'actuelle Europe au cours du Viséen (340 Ma - **Stampfli & Borel, 2004**). Cette subduction se propagea vers l'Est, le long des continents de la *Laurussia* et aurait subi un retrait de sa plaque plongeante (*roll-back*) autour de 240 Ma. La collision entre les continents *Laurussia* et le *Gondwana* au Sud de l'Europe a permis la création du supercontinent Pangée à la fin du Carbonifère (300 Ma). Les blocs continentaux *Cimmériens*, se détachent alors du Nord-*Gondwana* au cours du Permien moyen et supérieur (280-260 Ma). En position d'arrière-arc s'ouvre la Néo-Téthys, alors que la dérive des blocs *Cimmériens* vient fermer la Paléo-Téthys vers le Nord. La collision de ces blocs continentaux *Cimmériens* avec la plaque *Laurussia* forme l'une des premières chaînes de montagnes au Sud Tibet. Le nom des blocs *Cimmériens* vient d'un peuple de cavaliers nomades de la Mer Noire, ce qui image bien leur rôle dans la géodynamique de la région. Au cours du Trias Moyen (240 Ma), la fermeture de la Paléo-Téthys provoque l'ouverture de plusieurs bassins océaniques d'arrière arc par un mécanisme de retrait de *slab* (**Figure I.13**). Ces bassins sont *Meliata* et *Küre* en Europe Centrale et Occidentale. La fermeture de l'océan et l'avancée des blocs *Cimmériens* aura pour effet d'isoler les bassins *Maliac* (actuels Iran-Irak) et *Pindos* (Grèce actuelle).

1.1.1. La Néo-Téthys et la Téthys Alpine (260 – 160 Ma)

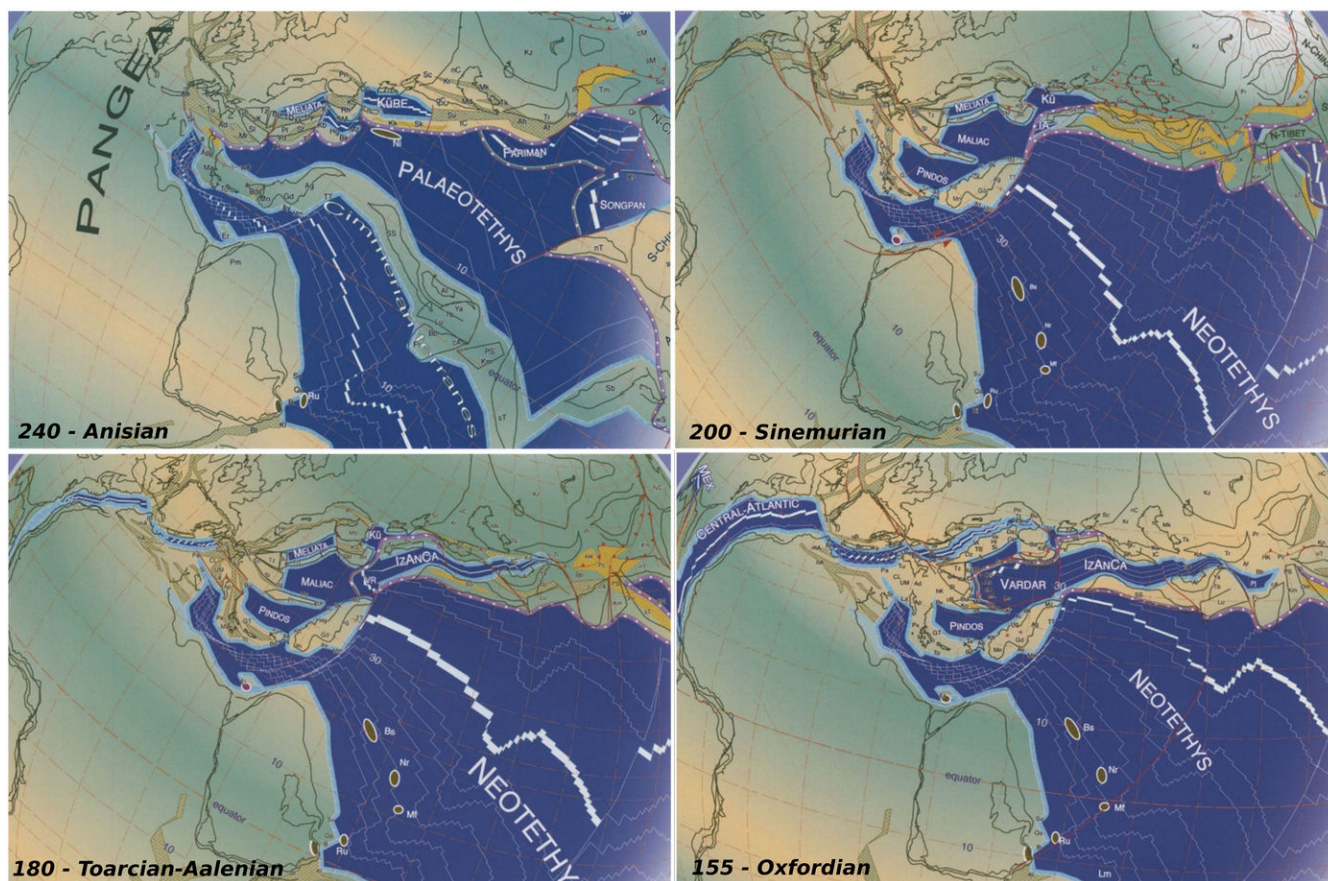


Figure I.13 : Cartes paléogéographiques du Trias et Jurassique (d'après Stampfli et al., 2004).

La Néo-Téthys s'ouvrirait donc dès le Permien-moyen (260 Ma) entre les blocs *Cimmériens* et le *Gondwana*, de la Sicile jusqu'au Timor en Indonésie. Des ammonites et une faune à conodontes (chordés ressemblant aux lamproies actuelles) ont été découvertes dans les deux régions ainsi qu'en Oman (Stampfli & Borel, 2004). Plusieurs branches de la Néo-Téthys s'ouvrent à ce moment, mais leurs nombres restent discutés. Une première est communément acceptée entre le *Gondwana* (faisant toujours partie de la Pangée à cette époque) et la micro-plaque tectonique *Apulie* (constituant aujourd'hui la majeure partie de l'Italie) nouvellement formée. Spécifiquement en Sicile, l'ouverture du bassin Ionien se serait déroulée au cours de la transition Trias-Jurassique (200 Ma) puisque des sédiments Liasiques montrant une forte subsidence sont observables dans les séquences Siciliennes (Catalano et al. 2001). Cependant la géométrie du rifting reste une question largement débattue. Deux hypothèses ont été proposées durant ces dernières décennies de recherche, soit un rifting orthogonal classique (Stampfli et al. 2002 ; Figure I.13) soit une ouverture transformante (dite aussi coulissante) du bassin (Frizon de Lamotte et al. 2011 ; Gallais et al., 2011 ; voir Partie II, 1). Le micro-continent *Apulie* qui s'est décroché de la plaque Afrique

durant le Jurassique a « dérivé » jusqu'à entrer en collision avec l'Europe, pour former notamment les Alpes, ainsi que les chaînes de montagnes Méditerranéennes du Crétacé supérieur.

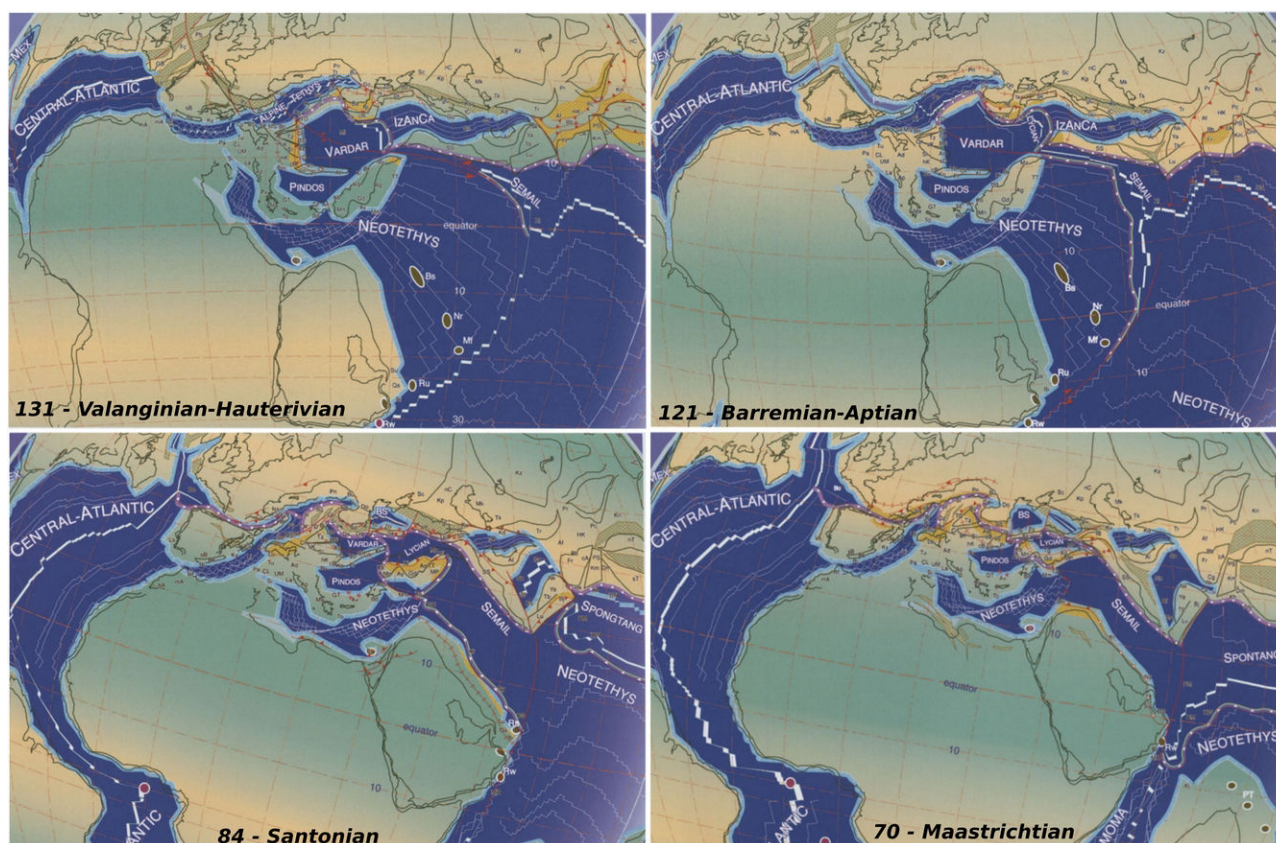
Une autre question reste ouverte concernant la Sicile, elle adresse l'existence d'un passage « océanique » entre la Néo-Téthys Ionienne et la Téthys Alpine ainsi que l'océan Atlantique. Cette question fait aussi écho à la question de la nature de la croûte présente dans le bassin Ionien (voir partie II.2.). Elle serait soit océanique, et donc un domaine hérité de Néo-Téthys, ou bien continentale amincie, et donc une extension de la plaque Afrique (**Roure et al. 2012 ; voir partie II, 2).**

À partir de la transition Trias-Jurassique (200 Ma), la Paléo-Téthys est complètement refermée (mis à part quelques petits segments du Nord-Tibet qui se fermeront plus tard). Une première subduction de la Néo-Téthys est initiée dans sa partie NNO, datée du Jurassique inférieur. Cette date provient notamment de roches volcaniques, issues d'un processus de subduction, qui ont été retrouvées dans les blocs du Sanandaj-Sirjan et Lut de l'actuel Iran (**Sabzai et al., 1997 ; Ghasemi & Talbot, 2006**). La plaque océanique Néo-Téthysienne plonge alors sous les blocs *Cimmériens*, maintenant accrétés le long de la marge Sud Eurasiatique. Par la suite, cette subduction aura pour effet de déplacer la dorsale (produisant la lithosphère océanique de la Néo-Téthys) vers le Nord, et d'ouvrir l'océan IzAnCa (Izmir-Ankara-Caspien) en actuel Iran/Afghanistan comme bassin arrière-arc. La subduction Nord de la Néo-Téthys permet un relâchement des contraintes liées à l'ouverture de la Téthys, et permettra au *Gondwana* de se séparer de *Larussia* (**Stampfli & Borel, 2004**). Plusieurs rifts sont initiés en Méditerranée mais avortés, et seule la Téthys Alpine sera ouverte au Bajocien (170 Ma) entre les domaines du Sud de l'Europe, du Sud de la France et de l'Ibérie, des domaines de l'Afrique, et de l'Apulie avec un rift s'étendant jusqu'aux Carpates.

À l'Ouest, l'ouverture de l'Atlantique Centrale reste discutée, elle serait initiée à partir de la fin du Trias (200 Ma), séparant le *Gondwana* et l'actuelle Amérique du Nord (**Figure I.13**). L'étude des anomalies magnétiques de cet océan permettent de dater un début d'accrétion océanique au Jurassique inférieur (180 Ma ; **Heirtzler et al., 1968 ; Pitman & Talwani, 1972**). En Méditerranée Centrale, le bassin Ionien s'ouvre aussi entre la fin du Trias et le Jurassique supérieur (**Riccou, 1994 ; Jolivet et al. 2016**) avec la mise en place d'un probable centre d'accrétion océanique (dont l'existence reste discutée) autour du Jurassique supérieur, formant ainsi une nouvelle branche de la Néo-Téthys. Cette accrétion est proposée comme lente (<1 cm/an) d'après les dates d'ouverture, la taille modeste du bassin, la déposition de sédiments Jurassiques (observés uniquement par des méthodes indirectes), suivi par l'avortement de l'accrétion océanique au cours du Crétacé supérieur

(Catalano et al. 2001). À cette période, deux connexions océaniques sont proposées entre l'Atlantique à l'Ouest et la Néo-Téthys à l'Est. Ces deux connexions sont la Téthys Alpine au Nord du bloc Apulien, et le bras de la Néo-Téthys se développant plus loin dans le bassin Ionien et donc au Sud du bloc Apulien. Le nombre de connexions reste une question débattue dans la communauté scientifique, et notamment l'existence du lien Sud qui se ferait au Nord de l'actuelle Sicile.

3.1.2. Fermeture des océans Néo-Téthys et Alpins (160 – 80 Ma)



Au cours du Jurassique supérieur et de la transition au Crétacé, la plaque Afrique est toujours sous tension et de nombreux rifts sont amorcés en Afrique et en Arabie (Guiraud et al., 2005 ; Frizon de Lamotte et al., 2015). À cette période, l'accrétion océanique dans la Téthys Alpine a atteint les Carpates (Stampfli & Borel, 2004 ; Figure I.14). L'accélération de la rotation anti-horaire du Gondwana est responsable de l'obduction d'une partie de la ride d'accrétion océanique du Vardar sur les blocs Dinaride et Pelagonia, retrouvés dans les Balkans actuels.

L'océan Atlantique Central s'est bien développé et s'étend vers le Nord en deux branches : une principale entre Terre-neuve et l'Ibérie, et un segment secondaire s'ouvrant entre l'Ibérie et l'Europe à partir du Valanginien-Hauterivien (140-130 Ma). Ce segment restera probablement à l'état de rift sans pour autant atteindre l'océanisation dans les actuelles Pyrénées. L'océanisation

sera commencée entre l’Ibérie et Terre-Neuve autour du Barrémien-Aptien (130-115 Ma) propageant l’Atlantique Central toujours plus vers le Nord. Pour la Téthys-Alpine, ces ouvertures ont eu de grandes répercussions, notamment l’apparition d’un nouveau centre d’accrétion séparant les domaines Est et Ouest (**Frizon de lamotte et al., 2015; Figure I.15**).

En Afrique de l’Est, au cours du Jurassique supérieur (155 Ma), une ancienne marge transformante de la Néo-Téthys est réactivée, séparant les plaques Africaine et Indienne. Ce rift atteindra l’océanisation au cours du Crétacé inférieur et se stoppera peu après l’anomalie magnétique M0 (Transition Barrémien-Aptien à 127 Ma). Il sera remplacé par un système de failles transformantes majeures. Ce système de failles est la prolongation d’une subduction intra-océanique initiée précédemment à la transition Jurassique-Crétacé (145 Ma) au Sud de la plaque. Le retrait de cette subduction ouvrira l’océan arrière-arc du *Semail*, dont des basaltes en coussins (ou *Pillow lavas*) qui se retrouvent aujourd’hui dans les ophiolites d’Oman. Plus tard, la subduction de cet océan *Semail* entraînera la collision des plaques Arabie et Europe à l’origine des chaînes de montagnes du *Zagros* (**Agard et al., 2011**).

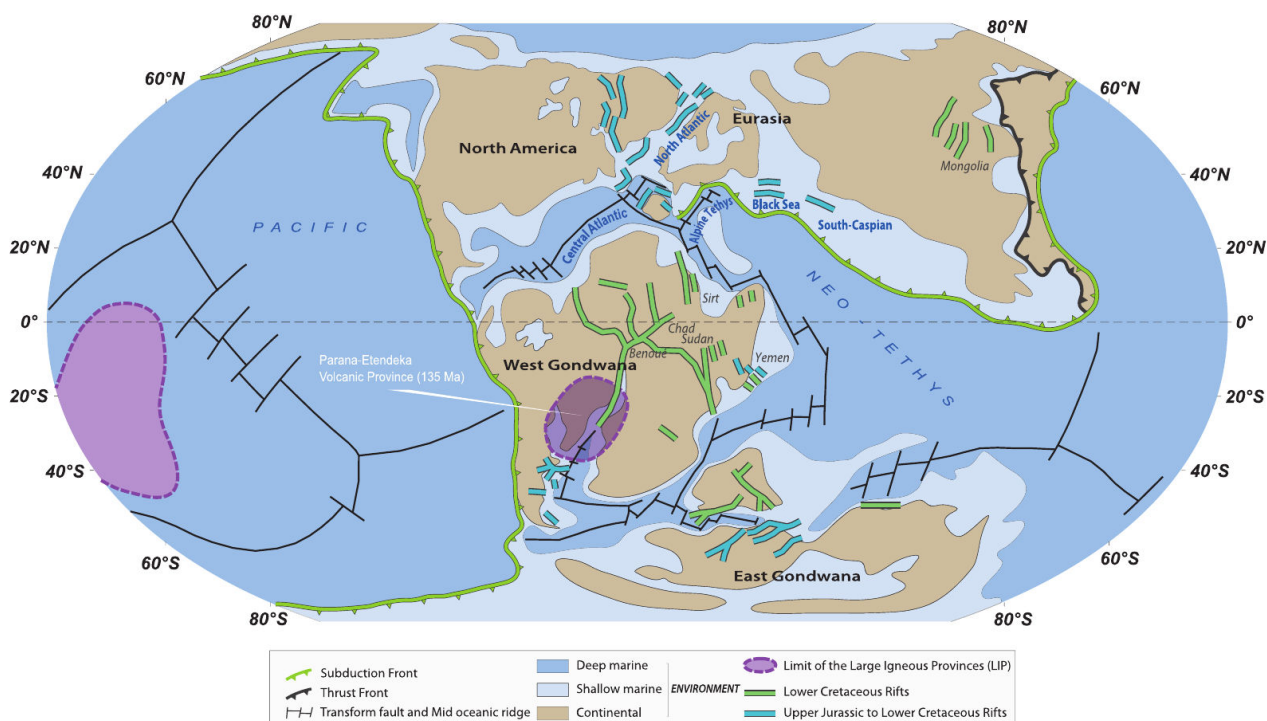


Figure I.15 Carte schématique de la Paléogéographie Mondiale au Crétacé inférieur (120 Ma) d’après Frizon de Lamotte et al. 2015.

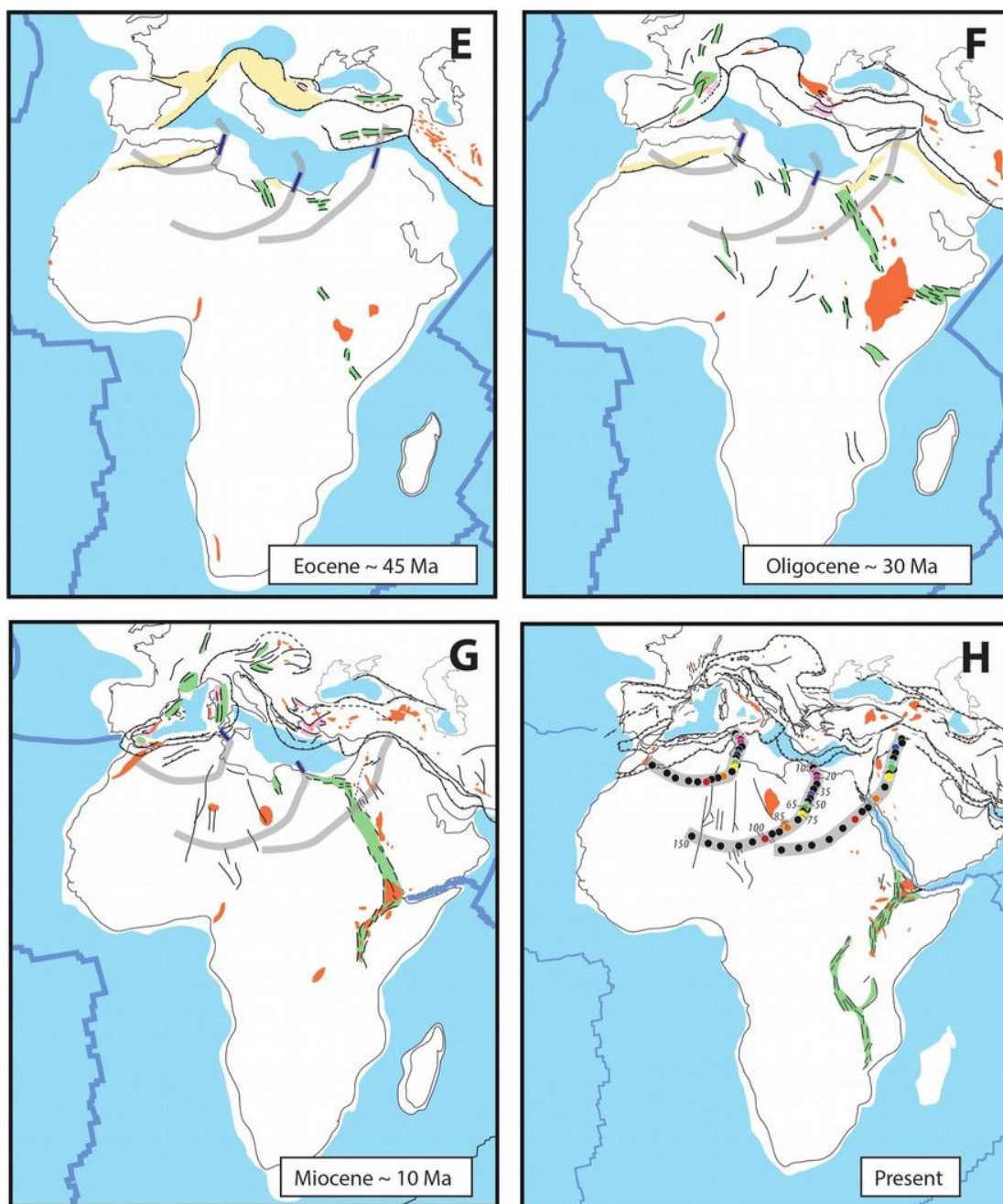
3.2. Fermeture des dernières branches Téthysiennes (80 Ma)

La rotation de la plaque Afrique s'accélère à partir du Santonien (84 Ma), ce qui contribue à accélérer la fermeture de la Néo-Téthys au Sud de l'océan Semail. La période du Santonien est aussi associée à un événement compressif qui a été enregistré dans la majorité des sédiments du Nord de l'Afrique et de l'Arabie. Dans la plupart de ces régions, ce sont des structures réactivées dans les rifts précédemment initiés en Afrique (**Jolivet et al., 2016 ; Figure I.16**). Certaines structures compressives sont aussi observées en Europe de l'Ouest, avec notamment la compression des Pyrénées qui démarre aussi au Santonien (**Vergès et al., 2002**) mais aussi dans le bassin Parisien, et même jusqu'en Mer du Nord (**Guillocheau et al., 2000**).

Au Sud-Ouest de l'Afrique, la grande zone de failles transformantes change d'un régime senestre à dextre et participe à la remontée de la plaque Indienne vers le Nord. Une nouvelle subduction intra-océanique est initiée au Nord de celle-ci, et la Néo-Téthys plonge vers le Nord sous la marge Sud-Est Eurasiatique. Cette subduction subira un retrait de la plaque plongeant vers le Sud et ouvrira le nouvel océan *Spongtag*, qui se retrouve aujourd'hui dans l'Himalaya (**An Yin, 2006**). Au fur et à mesure que la Néo-Téthys disparaît, la plaque indienne remonte très rapidement vers le Nord (**Stampfli & Borel, 2004**). Cette remontée rapide aboutira à la collision Inde-Asie durant l'Oligocène, et à l'orogénèse de l'Himalaya (**Molnar & Taponnier, 1975**). En Afrique de l'Ouest, l'océan Atlantique Sud s'ouvre plus rapidement depuis la fin du crétacé et rejoint maintenant l'Atlantique Central.

En Europe de l'Ouest, la Téthys Alpine commence à subduire dès la fin du Crétacé sous le bloc Apulien. Le segment Est de la plaque océanique Téthysienne plonge alors vers le Sud, tandis qu'une autre subduction à vergence opposée se met en place plus à l'Ouest à la même période. Cette même plaque océanique Alpine a été divisée en deux segments. Son segment Ouest plonge vers le Nord sous la plaque Ibérique, qui elle, devient de plus en plus solidaire de la plaque Eurasienne lors de la construction des Pyrénées. Le segment Est sera subducté pour aboutir à la construction des Alpes dès le début de l'Éocène avec le poinçonnement de la plaque Eurasienne par le bloc Apulien. La seconde subduction du segment Ouest sera plus précisément décrite dans la partie suivante (**3.3**).

Une période de relative quiescence est observée dès la transition au Cénozoïque avec le ralentissement de la convergence entre l’Afrique et l’Europe-Ibérie (entre 65 et 45 Ma) **Rosenbaum et al. 2002 ; Faccenna et al., 2004., Jolivet et al., 2006, 2009**). Après cette période, dès l’Éocène moyen et jusqu’au tardif, de nouveaux événements compressifs sont enregistrés dans les montagnes de l’Atlas, dans les montagnes Cyrénaïques (Lybie), dans l’arc Syrien ainsi que jusqu’au Zagros (**Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Jolivet et al., 2016**).



3.3. Zoom sur la Méditerranée occidentale et centrale (35 Ma)

La subduction du segment Ouest de la Téthys Alpine, aussi appelée océan Ligure, serait donc initiée dès la fin du Crétacé d'après les hypothèses de **Stampfli et al., 2004** et **Faccenna et al., 2001**, mais la date de cette initiation reste débattue. Les roches volcaniques les plus anciennes reliées à l'arc de cette subduction sont retrouvées en Provence, en Sardaigne et dans certaines unités d'Alboran. Elles ont été datées autour de 38-32 Ma (**Beccaluva et al., 2011, van Hinsbergen et al., 2014 et les références qu'ils citent**), ce qui suggère une initiation de cette subduction durant l'Eocène. Cette subduction va piloter la majorité des grands événements géodynamiques Méditerranéens depuis 35 Ma, alors que la convergence des plaques Afrique et Eurasiatique est relativement lente. En effet, le retrait de *slab* de cette subduction est initié avant 30 Ma et après 100 à 150 km de subduction, puisque la force de *slab pull* doit être suffisante pour entraîner son retrait (**Van Hinsbergen et al., 2014**). Cette subduction à vergence NW consomme donc la lithosphère océanique de la Téthys Alpine présente dans les bassins occidentaux de la Méditerranée. La plaque supérieure est constituée des plaques Eurasiatique et Ibériques maintenant solidarisées. Cette hypothèse de retrait de *slab* découle notamment de travaux de tomographie permettant d'imager le *slab* en profondeur sous le bassin Tyrrhénien (**Wortel & Spakman, 2004, Partie II, 2.2.2**).

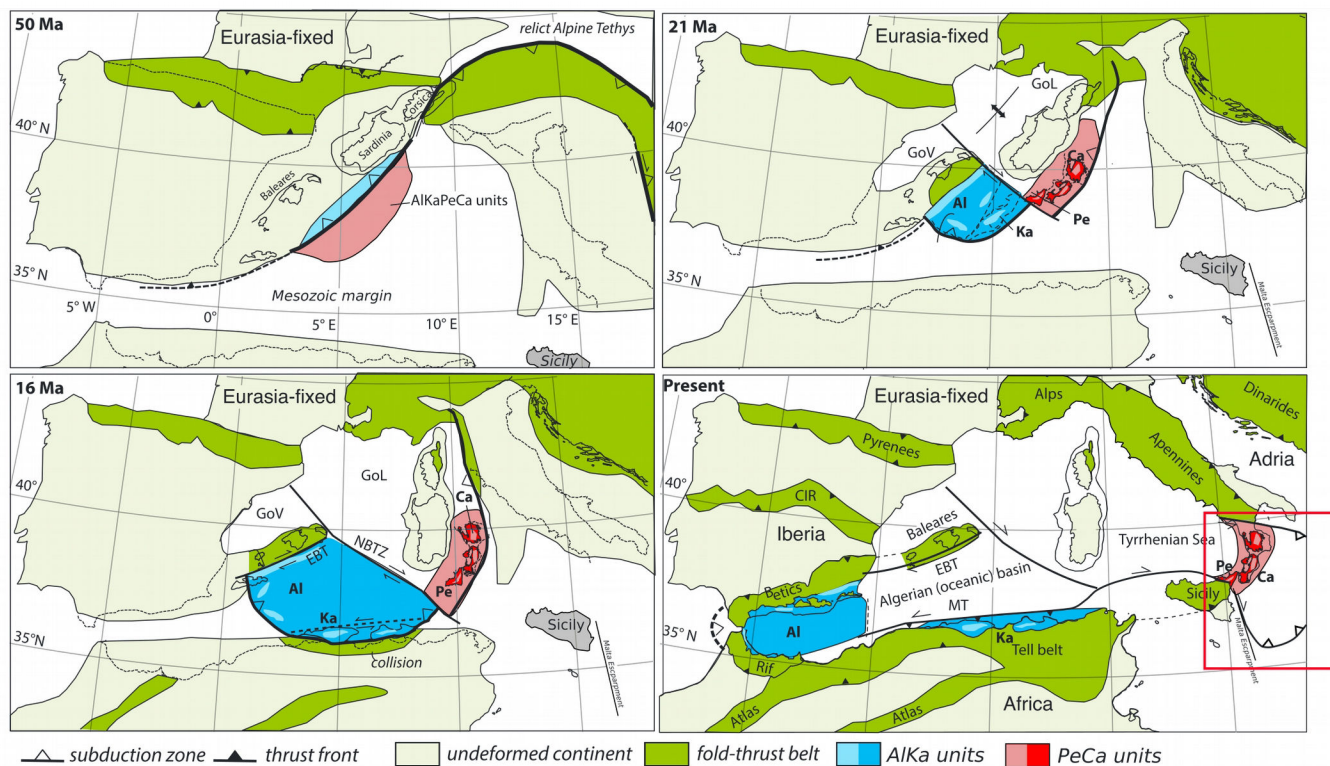


Figure I.17 Cartes paléogéographiques de la Méditerranée, du Cénozoïque à l'actuel (modifiée d'après Van Hinsbergen et al., 2014)

Le retrait du *slab* commence il y a 30-35 Ma, et emporte avec lui les blocs AlKaPeCa (pour blocs Alboran, Kabyles, **Péloritain et Calabre**) ainsi que le bloc Corse-Sardaigne, et enfin les Baléares mais uniquement à l'initiation. Ces blocs étaient rattachés à la marge Eurasiatique comme en atteste leur géologie présentant une croûte Hercynienne. Dans un premier temps, ils vont tous subir une extension d'arrière-arc, ouvrant ainsi les Golfes du Lyon et de Valence (Espagne) dès l'Oligocène supérieur (25 Ma). Ces bassins d'arrière-arc s'ouvrent en réponse aux rotations de ces blocs suite au retrait du *slab*. Au Burdigalien inférieur (21 Ma), le mouvement des Baléares s'arrête et le bassin Algérien s'ouvre entre les Baléares et les blocs Kabyles. À ce moment, le *slab* de l'océan Ligure se segmente une ou plusieurs fois et produit probablement une ou plusieurs failles STEPs qui doivent accommoder le retrait du *slab* de la mer Ligure dans des directions différentes (**Van Hinsbergen et al., 2014**). Il en résulte des mouvements différents dans les blocs de la plaque Européenne. Vers le Sud-Est, les blocs Corse-Sardes et Calabro-Péloritain suivent le retrait du *slab* Calabrais. Vers le Sud, les blocs Kabyles et Alboran suivent le retrait *slab* de la subduction de Gibraltar. Entre les deux se situe la *North Balearic Transform Zone* (NBTZ), qui est une faille STEP orientée NO-SE et reliée à la segmentation du *slab*. Plusieurs débats sont menés quant à l'existence d'une faille STEP séparant les blocs Kabyles qui s'accrèteront au Nord de l'Algérie et le bloc Alboran se dirigeant vers Gibraltar (**Mauffret et al., 2004**). Toujours au Burdigalien inférieur, le Bloc Alboran se sépare des Baléares et un grand système décrochant accommode ce mouvement dans le Sud-Est des Baléares (**Rosenbaum et al., 2002**).

Au Burdigalien supérieur (18 Ma) les blocs Alboran et Kabyle sont entièrement séparés et une nouvelle direction du retrait de *slab* est prise vers l'Ouest en direction de Gibraltar. Un deuxième centre d'accrétion se développe probablement entre les deux blocs séparés, et produira probablement une croûte océanique dans le bassin Alboran. Ce centre d'accrétion et son orientation sont débattus, il aurait une orientation E-W alors que celui du bassin Algérien est quasiment N-S, même si cette dernière orientation est aussi débattue (**Mauffret et al., 2004 ; Aïdi et al., 2018**). De plus, une grande faille accommode le retrait du *slab* et le passage du Bloc Alboran le long des marges Algériennes puis Marocaines (**Medaouri et al., 2014**). Le Bloc Alboran entre en collision oblique avec la marge Sud de l'Ibérie. À l'Est, la subduction qui meut les blocs Corso-Sardes et Calabro-Péloritain ralentie lorsqu'elle rencontre l'Apennin (**Gueguen et al., 1998**).

Au début du Miocène moyen (15-16 Ma) les blocs Kabyles rentrent en collision et s'accrètent sur la plaque Afrique, au Nord de l'actuelle Algérie. La faille du bloc Alboran atteint la frontière de l'actuel Maroc. La subduction Calabraise s'apprête à se poursuivre vers le Sud-Est alors qu'elle était orientée vers l'Est jusqu'à ce moment (**Faccenna et al., 2004 ; Figure I.19**). Au Tortonien (10 Ma), le bloc Alboran est en collision avec l'Ibérie au Nord et l'Afrique (Maroc) au Sud érigeant

la cordillère du Rif-Bétique. À l'Est, une à plusieurs failles STEP segmentent le *slab* de la Téthys Alpine au Nord de la Calabre. Un nouveau bassin se forme entre la Corse, les Apennins et la Calabre, amincissant la lithosphère du futur bassin Tyrrhénien (Gueguen et al., 1998). Les Apennins du Nord commencent à être érigés. Au Sud du Péloritain, une autre déchirure de *slab* génère une nouvelle faille STEP prolongeant vers l'Est la NBTZ et que l'on peut nommer *North Sicily Transform Zone* (NSTZ).

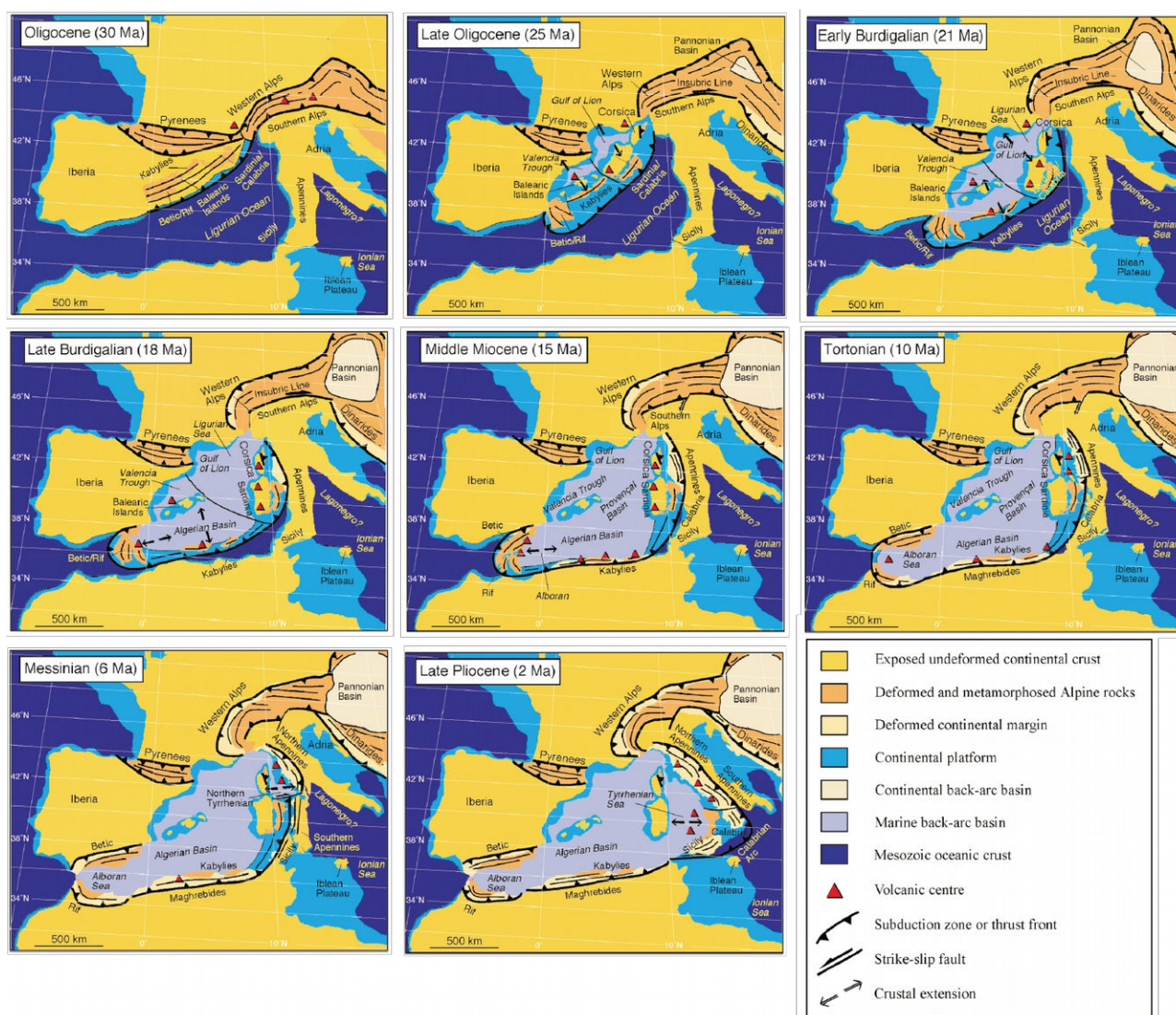


Figure I.18 Cartes paléogéographiques de la Méditerranée de l'Oligocène à l'actuel (D'après Rosenbaum et al., 2002)

Au Messinien (6 Ma), les montagnes Rif et Bétiques bloquent le passage océanique entre l'Atlantique et la Méditerranée (voir partie I, 3.3.1). Plus à l'Est, le passage de l'océan de la Téthys Alpine à celui de la Néo-Téthys du bassin Ionien reste débattu. Certains auteurs proposent un saut de subduction entre le Messinien et le Pliocène qui serait initié par un début de collision entre les blocs Calaro-Péloritain et les Apennins (Rosenbaum et al., 2002). Mais cette hypothèse ne permet

pas d'expliquer la continuité du *slab* Ionien et du *slab* Ligurien sous la mer Tyrrhénienne, ni la position actuelle des blocs Calabro-Péloritain. D'autres auteurs proposent un réel lien océanique entre les deux océans Téthysiens (Frizon de Lamotte et al., 2011 ; van Hinsbergen et al., 2014). La Calabre se sépare maintenant de la Sardaigne, ouvrant ainsi le bassin Tyrrhénien en arrière-arc du retrait de la subduction Calabraise dirigée vers le Sud-Est. Une à plusieurs failles STEPs se développent le long des Apennins du Sud accommodant le retrait rapide du *slab* Calabrais. Celle-ci générerait le volcanisme du mont Albain au Sud de la ville de Rome. De nombreuses études proposent un lien entre la déchirure lithosphérique de la plaque plongeante et le volcanisme en surface. Ce volcanisme n'est ni caractéristique d'un domaine arrière-arc, ni directement lié à la subduction (Savelli et al., 2002 ; Lustrino & Wilson, 2007 ; Faccenna et al., 2004 ; Jolivet et al., 2006).

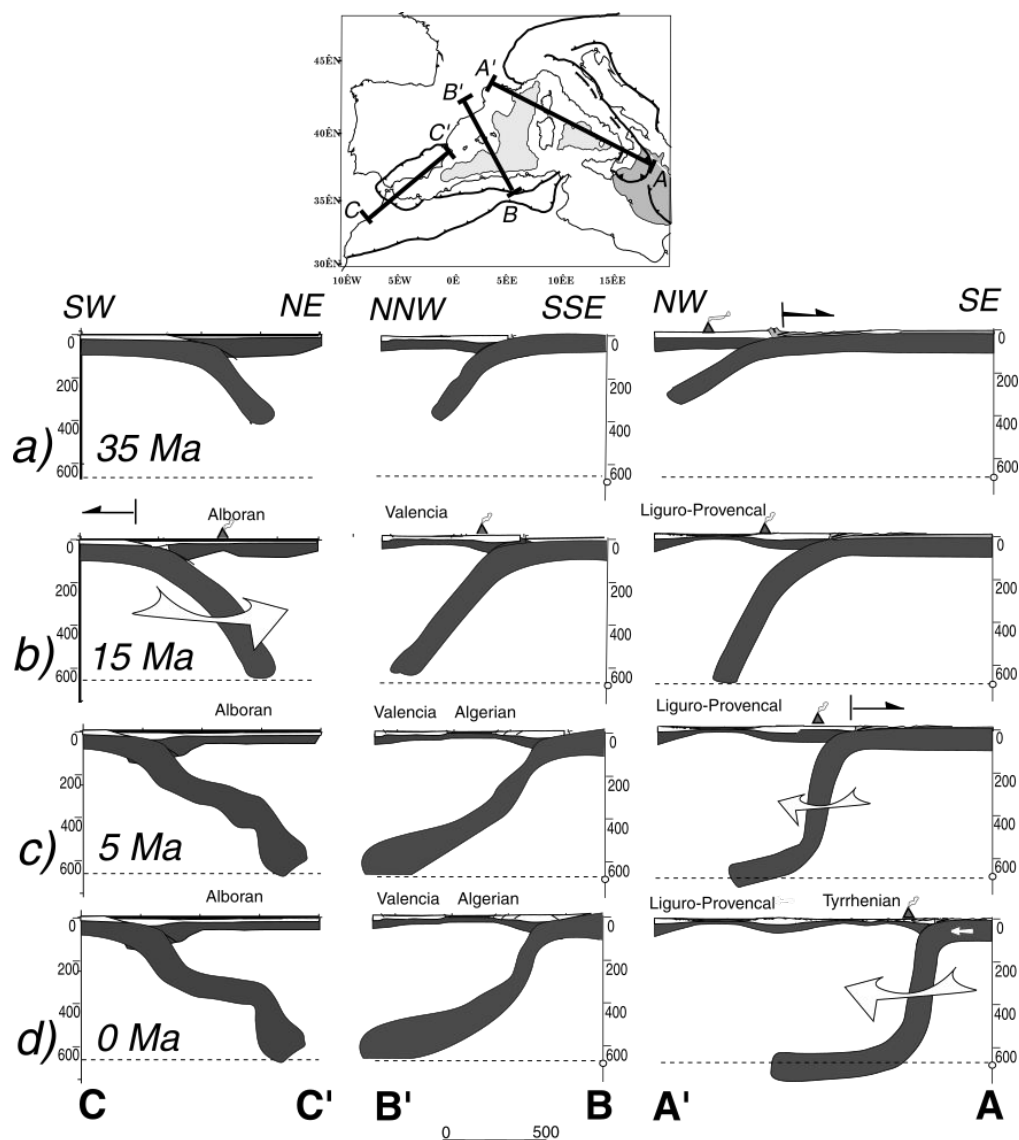


Figure I.19 : Trois coupes montrant l'évolution au cours du temps du retrait de la plaque plongeante (Faccenna et al., 2004).

Au Pliocène (**5 à 2 Ma**), le détroit de Gibraltar est de nouveau ouvert, ce qui ennoie la Méditerranée une fois de plus. En Italie, les Apennins du Sud sont érigés alors qu'une nouvelle faille STEP reliée au volcanisme du Vésuve est initiée. Les blocs Calabro-Péloritains poursuivent leurs mouvements rapides vers le Sud-Est alors que le Péloritain entre en collision avec la Sicile, et notamment le plateau Hybléen. La nappe de Gela se met en place en Sicile. La faille STEP se propageant au Nord de la Sicile et limitant la subduction à l'Ouest et probablement aussi le bloc Péloritain (NSTZ) se propage maintenant jusqu'au bassin Ionien. Une hypothèse a été récemment formulée et invoquerait une Paléo-STEP aujourd'hui éteinte (que l'on peut relier à la NSTZ) et qui se propageait au centre de la Sicile, alors qu'une nouvelle faille STEP, aujourd'hui active, se poursuivrait dans le bassin Ionien (**Barreca et al., 2016**). Sa position reste cependant très débattue et sera développée dans la **partie II, 3**.

3.3.1. La crise de salinité du Messinien (6 Ma)

La crise de salinité Messinienne est un événement majeur de la Méditerranée et d'une grande importance pour les études menées durant cette thèse, notamment pour les dépôts d'évaporites dont elle est responsable. Les évaporites Messiniennes ont été observées dans la majorité des bassins Méditerranéens et ont une signature particulière en sismique réflexion. Les premières observations directes de celles-ci ont eu lieu grâce aux forages réalisés dans tous les bassins de la Méditerranée par le DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) durant les années 1970. Les sédiments forés à cette époque ont été interprétés comme des évaporites qui devaient s'être déposées dans un environnement d'eau peu profonde ou sub-aérien (**Hsü et al., 1973 ; Ryan et al., 1973**). Les dates supposées de cet événement étaient déjà situées autour de 6 Ma. Au vu des profondeurs d'eau actuelles auxquelles ces forages ont été faits, cette interprétation a été très largement débattue et les interprétations qui en ont découlées variaient de : bassins peu profonds en eaux peu profondes (**Nesteroff, 1978**) à bassins profonds en eaux profondes (**Debenedetti, 1976**). Des études ultérieures, notamment paléontologiques et géophysiques ont montré que les bassins étaient déjà profonds aux dates observées de l'événement. Par la suite, des études détaillées ont été conduites dans de nombreux domaines (sédimentologique, stratigraphique, géochimique, géophysique, ...), et elles ont mené au consensus actuel sur les modifications paléo-environnementales qui ont eu lieu avant, pendant et après la crise de salinité Messinienne. L'hypothèse majoritairement acceptée (mais toujours débattue aujourd'hui) est que la Méditerranée se serait asséchée en réponse à la fermeture du détroit de Gibraltar par le passage du bloc Alboran et de la tectonique reliée aux pics glaciaires TG10 et TG12 (**van Baak et al., 2017**). Après cette fermeture qui a eu lieu autour de 5.97 à 5.60 Ma, les bassins Méditerranéens se sont asséchés par évaporation entre 5.60 et 5.55 Ma, ce qui mena à une forte érosion des marges continentales et à une forte concentration du sel dans l'eau de

mer restante. Ce sel en forte concentration a pu précipiter et former les évaporites dans des eaux de faibles profondeurs, localisées dans le fond des bassins.

En ce qui concerne la datation de cet étage géologique, dans les années 1970, le Messinien était daté entre 6.5 et 4.8 Ma, principalement en se basant sur des études bio-stratigraphiques. La datation de la crise de salinité n'était pas bien contrainte et avait été estimée avoir duré plusieurs centaines de milliers d'années. Aujourd'hui, et d'après des datations basées sur les cycles astronomiques (dites de Milanchovitch), le Messinien a été daté entre 7.25 et 5.33 Ma (**Hilgen et al., 2012 ; Roveri et al. 2014**). En comparant ces résultats aux dépôts sédimentaires avant et après la crise de salinité ainsi qu'avec les dépôts de l'océan Atlantique, elle est maintenant datée pour avoir commencé à 5.97 Ma (**van Baak et al., 2017 et les références qu'ils citent** : paragraphe 2.1 de leur article). Le ré-ennoisement de la Méditerranée se serait déroulé à 5.33 Ma, à la transition du Pliocène. Dans le détail, les sédiments Messiniens sont constitués de trois unités distinctes : 1) Une couche de gypse primaire nommée PLG (*Primary Lower Gypsum*) se déposant de 5.97 à 5.60 Ma qui sont des évaporites se déposant dans un environnement d'eau peu profonde et se sont accumulées dans des bassins marginaux semi-isolés, avec une connexion à l'océan Atlantique toujours active. 2) L'acmé de la crise de salinité (entre 5.60 et 5.55 Ma) avec des dépôts d'évaporites et notamment de Halites, et une re-sédimentation de la première unité (RLG pour *Re-sedimented Lower Gypsum*) qui serait liée aux pics glaciaires peut-être à l'origine de la fermeture du détroit de Gibraltar. 3) Des sédiments post-évaporitiques ou évaporites supérieures se déposant entre 5.55 et 5.33 Ma, qui sont caractérisés par des dépôts très stratifiés se déposant en eau saumâtre et douce, et contenant un assemblage de faune hyposaline Paratéhtysienne (**Lofi et al., 2005 ; van Baak et al., 2017**).

Partie II: Le bassin Ionien, études précédentes

La première partie de la thèse présentait les bassins Méditerranéens dans leur ensemble, les mécanismes géodynamiques et présentait de façon générale le bassin Ionien. La partie II a pour but d'énoncer les grands questionnements scientifiques abordés dans cette thèse « *Failles actives et structures profondes de la marge Est-Sicilienne par modélisation de sismique grand-angle* ». Les précédentes études traitant de ces questionnements seront aussi présentées dans cette partie. La première question abordée concerne l'origine du bassin et notamment la géométrie d'ouverture. Une deuxième traite de la nature de la lithosphère présente au fond du bassin. Enfin, la dernière interrogation à laquelle s'intéresse cette thèse concerne la position et l'activité d'une grande faille de bord de subduction, ou faille STEP, le long de la marge Est-Sicilienne.

Chapitre 1: Origine géodynamique du bassin

1.1. Controverses sur l'origine du bassin Ionien.

Dans la première partie, la question de l'origine du bassin a été décrite sous son aspect paléogéographique. La géométrie d'ouverture du bassin est une question majeure qui reste aujourd'hui débattue dans la communauté scientifique travaillant sur les problématiques de l'évolution géodynamique de la Méditerranée et du bassin Ionien. Il est communément admis que ce bassin s'est ouvert au début du Mésozoïque (Trias supérieur, début Jurassique) entre les plaques Afrique et Apulienne (**Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Agard et al., 2011; Stampfli et al., 2002; Catalano et al., 2001 ; Sage et al., 1997**). Cependant la géométrie du rifting reste discutée et deux hypothèses majoritaires sont généralement évoquées et reflètent les deux visions existantes : la première propose une ouverture E-W et purement divergente du bassin (**Stampfli et al., 2002 ; 2004 ; voir Figures I,10 et I,9**). Dans cette première hypothèse, l'escarpement de Malte serait une marge divergente et sa marge conjuguée serait l'escarpement Apulien. La seconde hypothèse suggère une ouverture N-S qui possède donc une forte composante transformante (**Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Gallais et al., 2011**). L'escarpement Maltais serait donc une marge transformante ou oblique d'après cette hypothèse.

De plus, l'existence d'une connexion océanique entre les bassins Ioniens et Ligure reste aussi discutée. Ce lien océanique entre la Téthys Alpine et la Néo-Téthys se ferait au Nord-Est de la Sicile durant le Jurassique moyen à supérieur. Une marge continue existait donc de Gibraltar jusqu'en Oman. Dans cette hypothèse, l'escarpement de Malte serait un segment transformant de la Marge Nord-Africaine (**Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Figure II.1**). Dans l'autre cas, les océans

Néo-Téthys et Alpines sont déconnectés et il existerait une masse continentale reliant la Sicile et l'Apulie (**Rosenbaum et al., 2002**).

Une autre question concerne le nombre exact de branches ouvertes par le rifting de la Néo-Téthys. En effet, les bassins du Levant et Ionien sont considérés comme s'étant ouverts après l'ouverture de la grande Néo-Téthys à l'Est, en tant que branches de ce grand océan. De plus, les ophiolites retrouvées dans les Balkans suggèrent l'existence d'une autre branche océanique au Nord de la plaque Apulie. L'étude de la structure profonde de la marge Est-Sicilienne, et spécialement de l'escarpement de Malte, permettra donc d'obtenir des informations sur l'origine du bassin.

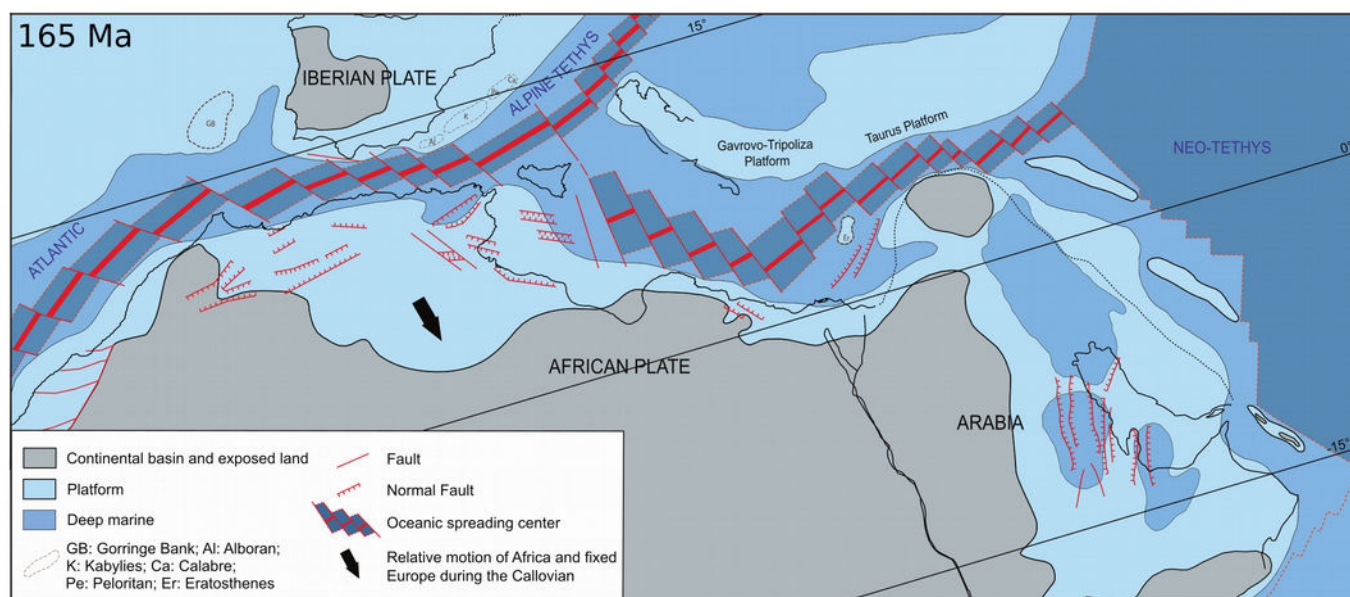


Figure II.1 : Carte paléogéographique de l'Afrique du Nord, au Callovien, hypothèse d'ouverture transformante du bassin Ionien (Par Frizon de Lamotte et al., 2011).

1.2. Structure profonde de la marge Est-Sicilienne : études géophysiques précédentes

Les précédentes études de la structure crustale de la marge Est-Sicilienne utilisaient différentes méthodes, dont les plus précises à l'échelle crustale sont la sismique réflexion et la sismique grand-angle. Elles sont cependant assez peu nombreuses dans la zone. L'une des premières études de la structure profonde de cette marge fut réalisée par **Makris et al., 1986 (Figure II.2)**. Les auteurs de cette étude utilisaient les données de sismique grand-angle, provenant de 7 OBS (*Ocean Bottom Seismometer* ou sismomètre de fond de mer) le long de 4 profils et une source acoustique à base de dynamite. Deux de ces profils traversent l'escarpement de Malte et les modèles de vitesse obtenus après modélisation, montrent la structure profonde de celui-ci. L'escarpement présente un fort amincissement crustal (de 30 km sur le plateau Hybléen jusqu'à 10 km dans le bassin) sur une distance d'une trentaine de kilomètres. Les vitesses d'ondes P modélisées suggèrent une croûte

épaisse sur le plateau Hybléen. Les vitesses sont de 6.2 km/s dans la croûte supérieure et 7.2 km/s dans la croûte inférieure. Dans le bassin Ionien, la croûte est fine et possède des vitesses de 6.3 et 7.2 km/s respectivement pour la croûte supérieure et inférieure. Ce modèle de vitesse permet aussi d'observer une couche présentant de fortes vitesses dans la pile sédimentaire (4.0 km/s), qui provoque une inversion de vitesse, interprétée comme étant constituée d'évaporites Messiniennes. D'après ces modèles de croûte continentale, la zone de transition de la marge Est-Sicilienne s'étend sur plus de 150 km et les auteurs concluent sur la nature divergente de cette marge tout en supportant l'hypothèse d'une croûte océanique dans le bassin (voir partie II, 2).

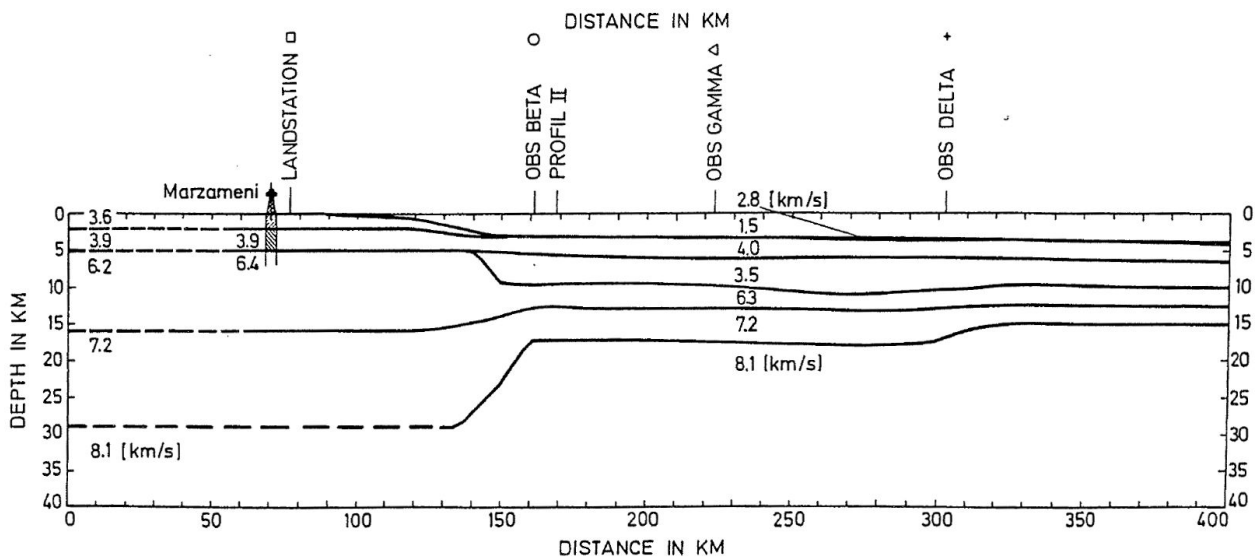


Figure II.2 : Modèle de vitesse traversant l'escarpement de Malte, par **Makris et al., 1986**, localisé sur la Figure III.7.

En sismique réflexion, les profils Ion-1 et Ion-2 (SMT lourde à forte pénétration ; **Nicolich et al., 2000**) ont aussi permis d'observer la structure profonde de l'escarpement de Malte. Le fort amincissement crustal observé le long de l'escarpement de Malte par **Makris et al., 1986** est également observé en sismique réflexion. Une grande structure décalant la croûte est localisée à une cinquantaine de kilomètres vers l'Est de l'escarpement d'après des données de bathymétrie, sismique réflexion et ESP (pour *Expanding spread profiles* ; **Nicolich et al., 2000** ; **Chamot-Rooke et al., 2005**). Les auteurs observent aussi la présence de blocs basculés, qu'ils associent à l'ouverture Mésozoïque du bassin. Cependant, le nombre de blocs observés est très faible. De plus, ces structures profondes semblent avoir été réactivées depuis le Miocène (**Nicolich et al., 2000**). **Hieke et al., 2004** et **Gallais et al. 2011** ont observé en sismique réflexion une série de failles inverses et orientées globalement Nord-Est Sud-Ouest dans la plaine abyssale Ionienne. La comparaison de ces séries de failles, espacées de 10 à 20 km avec des structures tectoniques de l'océan Indien central, a permis d'interpréter ces failles inverses comme des failles normales ré-

activées. Cette ré-activation en failles inverses daterait du Tortonien, alors que l'origine des failles normales serait du début Mésozoïque (fin Trias, début Jurassique) et correspondrait à la phase d'ouverture du bassin (**Gallais et al. 2011**). D'après l'orientation de ces failles, la marge Est-Sicilienne serait très probablement transformante comme proposée plus tôt la même année par **Frizon de Lamotte et al. 2011**.

D'après des données de géologie à terre, notamment en Grèce, Italie et Afrique du Nord, **Frizon de Lamotte et al. 2011** ont interprété l'origine des bassins Méditerranéens orientaux comme des branches de l'océan Néo-Téthys. Ces branches océaniques s'ouvriraient au début du Mésozoïque et, spécifiquement dans le bassin Ionien, la branche Néo-Téthysienne s'ouvrirait avec une géométrie transformante à oblique durant le Trias supérieur et le Jurassique inférieur. De plus, ces auteurs supportent aussi l'hypothèse d'un lien océanique entre la branche Ionienne de la Néo-Téthys et de la Téthys Alpine, localisé au Nord-Est de la Sicile. Ceci impliquerait qu'au cours du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur, la plaque Afrique soit bordée au Nord par une marge continue de Gibraltar jusqu'en Oman. Cette marge, dont l'escarpement de Malte est un vestige, serait une marge transformante dextre dont des failles associées seraient orientées NO-SE.

D'autres études géophysiques permettent d'observer la marge Est-Sicilienne telle que la gravimétrie, ou encore le flux de chaleur. En gravimétrie, l'escarpement de Malte présente une limite franche sur tout son long, avec un saut de 200 mGal dans l'anomalie à l'air libre (**Sandwell & Smith 2009**), et presque autant dans l'anomalie de Bouguer (**Makris et al. 1998 ; WGM-World Gravity Map, 2012**). Cette limite franche est aussi observée dans les données de flux de chaleur, avec un saut de 40 mW/m² (**Figure I.2 ; Jiménez-Munt et al., 2003**).

Chapitre 2: Nature de la croûte du bassin Ionien

La deuxième question concerne l'étape d'océanisation et plus précisément, si elle a bien été atteinte dans le bassin Ionien. Deux hypothèses sont avancées concernant la croûte présente au fond du bassin Ionien : soit elle est océanique et fait donc partie du domaine Néo-Téthysien ; soit elle est continentale et amincie, et est une extension de la plaque Afrique.

2.1. Les différents types de croûtes

La lithosphère Terrestre est constituée de deux compartiments distincts : la croûte et le manteau lithosphérique (aussi appelé manteau supérieur). Ces deux couches sont les constituants de base des plaques tectoniques qui sont alors dites lithosphériques. Les couches crustales et mantelliques sont séparées par une discontinuité sismique et pétrologique dite de Mohorovičić (ou Moho). Elle a été nommée par son premier découvreur, le météorologue Croate et pionnier de la sismologie, Andrija Mohorovičić, en 1909. Cette discontinuité est retrouvée sur tout le globe, mais n'est pas homogène partout. Son intensité sismique et sa profondeur varient fortement. Ces variations ont été reliées à la nature et l'épaisseur de la croûte, elles-mêmes liées aux conditions géodynamiques et tectoniques des zones étudiées. Les différents types de croûtes sont souvent différenciés en fonction de leur épaisseur, leur densité et de leur vitesse sismique des ondes P (**Tableau II.1**).

	Croûte Continentale	Croûte Océanique
Épaisseur (km)	28 à 50	6 - 9
V_P (m/s)	5.9 à 7.2	6.0 à 7.5
Densité (g/cm ³)	2.71 à 2.85	2.73 – 2.89

Tableau II.1 : valeurs moyennes de trois paramètres physiques entre les croûtes continentales et océaniques (White et al., 1992 ; Christensen and Mooney, 1995).

La Terre possède une topographie bimodale qui reflète classiquement les deux types de croûtes dont elle est composée. Premièrement une croûte fine dite océanique, qui repose dans des bassins profonds, composée de roches basaltiques relativement denses, et qui possède des âges de formation généralement inférieurs à 200 Ma. Deuxièmement, une croûte beaucoup plus épaisse (40 km en moyenne) qui est composée de lithologies bien plus diverses (quasiment la totalité des types de roches connues sur Terre) (**Rudnick & Gao, 2003**). En effet, elle contient en majorité des roches volcaniques andésitiques (**Taylor & McLennan, 1985**), mais aussi des roches et minéraux parmi les plus anciens retrouvés sur Terre (Zircons détritiques du bloc de Yiglam en Australie ; **Wide et al., 2001**).

2.1.1. Croûtes océaniques

La structure crustale océanique moyenne a été observée par des modèles de vitesse sismique de l'onde P provenant de données de sismique réfraction. L'épaisseur moyenne de la croûte océanique jusqu'au Moho est de 7.1 km sur une gamme de 5.0 à 8.5 km. Classiquement, elle est divisée en trois couches identifiables d'après des données de sismique réfraction (2A, 2B et 3 ; **Houtz & Ewing 1976 ; Harding et al., 1989 ; White et al., 1992 ; Seher et al., 2010**). La couche 2A possède des épaisseurs moyennes de 1.5 avec des vitesses d'onde sismique P qui peuvent être comprises entre 2.5 et 4.5 km/s. La couche 2B possède des vitesses allant de 4.5 à 6.5 km/s en moyenne, et pour la couche C ces vitesses sont en moyenne de 6.6 et 7.6 km/s (**Houtz & Ewing 1976 ; White et al., 1992 ; Prada et al., 2014**).

Cependant, la structure de la croûte océanique est majoritairement dépendante du taux d'extension à la dorsale (*spreading rate* en anglais). En effet, on distingue souvent deux catégories de dorsales en fonction de ce taux : les dorsales rapides et les lentes. Ces différences de taux d'extension résultent de la production de structures crustales très différentes. Dans les dorsales avec de forts taux d'extension (80 à 180 mm/an) et des taux intermédiaires (55 à 80 mm/an **Dick et al., 2003**), la croûte océanique sera produite par décompression puis fusion de matériel asthénosphérique (**Morgan & Chen, 1993**). Le résultat est une croûte classique et relativement bien connue en trois couches (de haut en bas) : 1) une couche volcanique avec de possibles basaltes en coussins (environ 1 km d'épaisseur) ; 2) juste au-dessous de cette couche volcanique, des dykes alimentant la première couche (environ 1 km d'épaisseur) ; 3) et enfin pour le magma refroidissant plus lentement, une couche de gabbros lités d'environ 4 km d'épaisseur (**Michael & Cheadle, 2009**).

Les dorsales lentes (moins de 55 mm/an) et ultra-lentes (moins de 20 mm/an) représentent plus de 55 000 km de dorsales sur le globe. Cependant, elles restent moins bien connues que les rapides (**Dick et al., 2003**). Ce type de dorsale ne produit pas de croûte homogène, car le volcanisme est intermittent et de nombreux événements d'exhumation mantellique sont provoqués. Le manteau lithosphérique exhumé est de la péridotite, qui est très rapidement altéré chimiquement et physiquement (processus de serpentinisation). Il forme alors des dômes striés et corrugués sur le fond de la mer. La croûte océanique des dorsales lentes est alors fragmentée par des intrusions mantelliennes serpentinisées formant des *core complex* entre des fragments crustaux basaltiques relativement fins (< 6 km). Ces unités sont séparées par des failles normales parallèlement orientées au centre d'accrétion (**Cannat et al., 2006 ; Ciazela et al., 2015 ; Figure II.3**).

Ocean Ridge Crustal Accretion Models

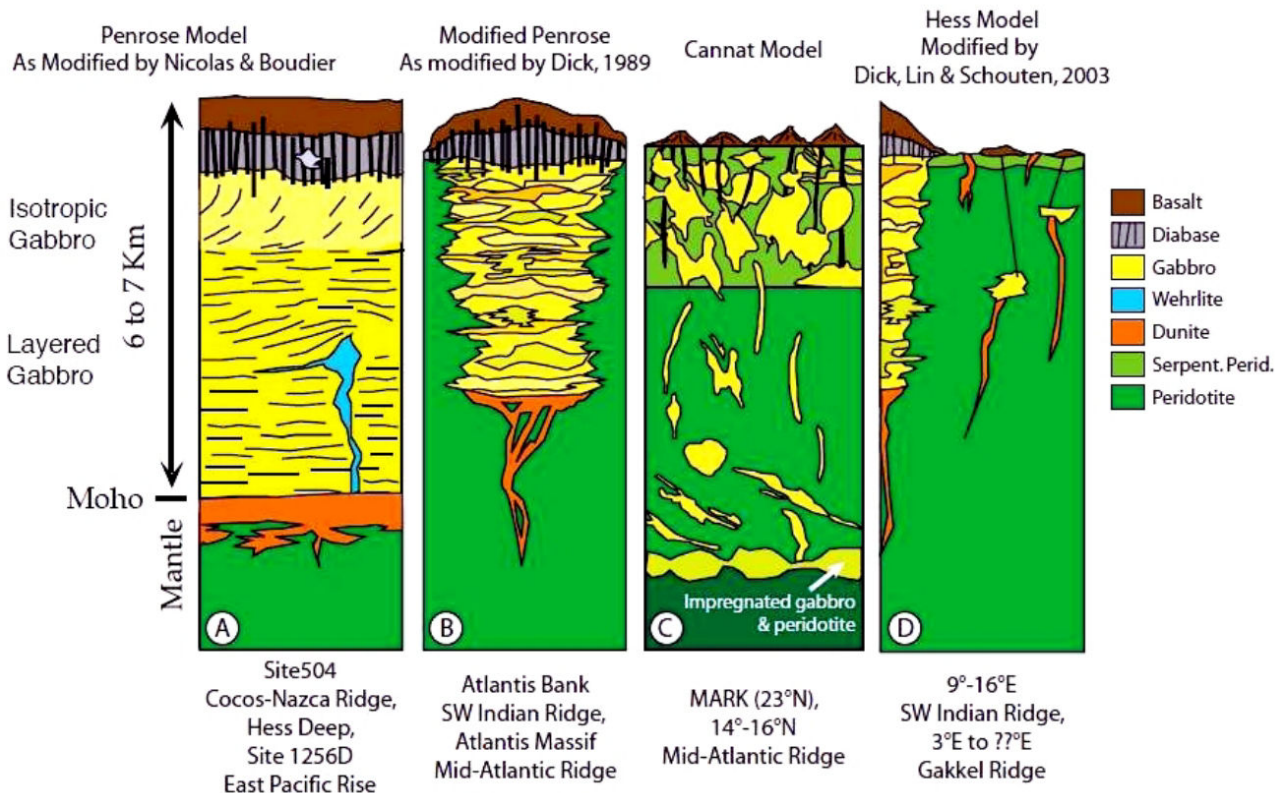


Figure II.3 : Différents modèles expliquant les types de croûtes océaniques provenant de différentes dorsales : A) Dorsales rapides B) Dorsales lentes C) Dorsales lentes expliquant les anomalies de la croûte de l'Atlantique Nord D) Modèle de croûte magmatique et amagmatique provenant de dorsales ultra-lentes (d'après Ciazela et al., 2015).

2.1.2. Croûtes continentales

L'origine de la croûte continentale est beaucoup plus complexe à appréhender, plusieurs hypothèses ont été proposées au cours du temps et des nombreuses recherches ont été produites (Taylor & McLennan, 1985 ; Condie, 1997). Globalement ces recherches s'accordent sur le fait que l'origine primordiale des croûtes continentales est très probablement océanique. En effet, il y a plus 4.5 Ga, les premières croûtes formées par refroidissement de l'océan magmatique, qui recouvrait la Terre à son origine, étaient des croûtes océaniques composées de komatiites et de basaltes (Condie, 1989). L'initiation de subductions parmi ces plaques océaniques primordiales a résulté en la fusion partielle de ces croûtes et de leur manteau lithosphérique, formé lui aussi au même moment. Le volcanisme associé à ces zones de subduction va alors ajouter un matériel plus différencié aux croûtes des plaques supérieures, et ainsi former les premières croûtes continentales dès 4 Ga (Condie, 1989). De nos jours, la croûte continentale est donc constituée d'un amas de

roches volcaniques plus ou moins différenciées par fusion partielle, de sédiments plus ou moins métamorphisés, le tout structuré tectoniquement par différents événements liés à la géodynamique des plaques. Localement, de grandes surfaces formées à l'Archéen (2.5 Ga), au Protérozoïque (1.6 Ga) et au Néo-Protérozoïque (1.6 Ga à 800 Ma) demeurent peu affectées par ces événements tectoniques et sont appelés Cratons. Mais là encore, ces cratons restent hétérogènes en termes de structures crustales (**Rudnick & Gao, 2003** et les références qu'ils citent).

La structure des croûtes continentales est beaucoup plus hétérogène et complexe que celle des croûtes océaniques. Cependant, les observations mondiales de la structure sismique de ces croûtes (profils de sismique réfraction) ont permis d'obtenir un modèle moyen des couches crustales continentales. L'épaisseur de la croûte continentale varie de 24 à 60 km avec une moyenne de 41 km (**Christensen & Mooney, 1995**). Dans le détail, les épaisseurs mesurées sont très corrélées aux contextes tectoniques des zones étudiées, avec des épaisseurs moyennes de 46.3 km dans les orogènes et de 30.5 km pour les zones subissant de l'extension. Les cratons et les plate-formes continentales ont des épaisseurs se retrouvant autour de la moyenne globale (40 km) (**Christensen & Mooney, 1995**).

Les modèles de vitesse d'onde P dans les croûtes continentales montrent en moyenne l'existence de deux couches différentes sur ces épaisseurs. Ces couches sont classiquement nommées croûte supérieure (15 à 25 km d'épaisseurs) et croûtes inférieure (15 à 25 km). Dans certains modèles une croûte intermédiaire est observées, avec des épaisseurs moyennes d'une dizaine de kilomètres. En termes de vitesses sismiques de l'onde P à travers ces couches, elle est de 6.45 km/s pour toute l'épaisseur de la croûte pour une densité de 2830 kg/m³ et de 8.09 km/s pour le manteau supérieur (**Christensen & Mooney, 1995**). Dans le détail, la croûte supérieure possède des vitesses moyennes de 6.00 à 6.20 km/s, pour une gamme de vitesses allant de 5.90 à 6.40 km/s, alors que la croûte inférieure possède des vitesses moyennes de 6.80 à 6.90 km/s pour une gamme allant de 6.60 à 7.20 km/s. La croûte intermédiaire possède souvent une valeur de vitesses d'onde P moyenne de 6.60 km/s pour une gamme assez réduite de 6.60 à 6.80 km/s (**Figure II.4**).

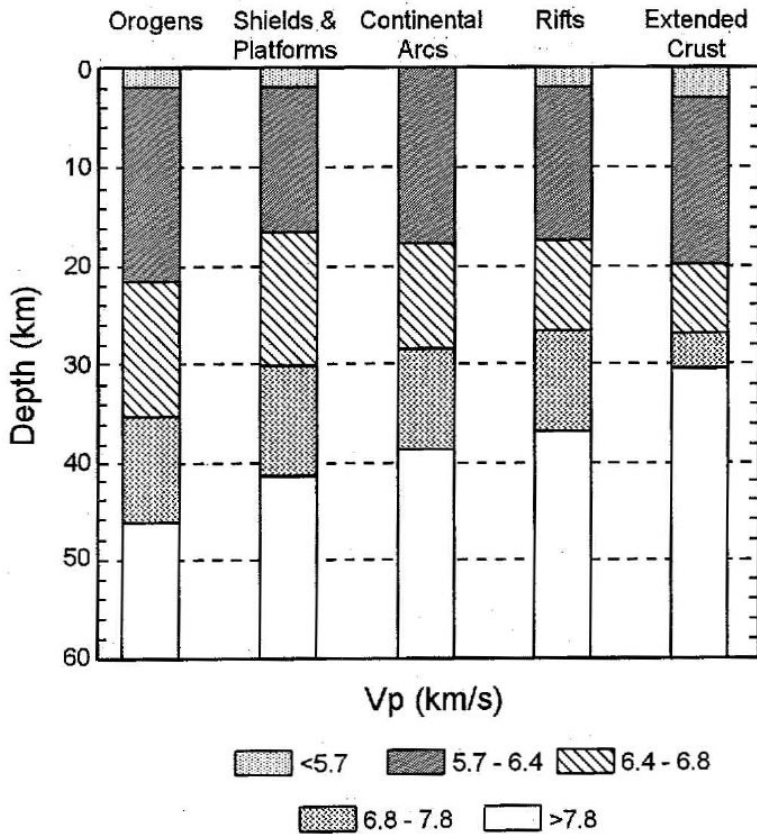


Figure II.4 : Épaisseurs et vitesses d'ondes P de croûtes continentales dans différents contextes géodynamiques (Christensen & Mooney, 1995).

La composition de ces couches est principalement interprétée à partir de la comparaison des paramètres de vitesses et de densités crustales observés dans différents contextes géodynamiques à ceux obtenus par des mesures en laboratoire. Les interprétations de la nature des croûtes continentales sont en faveur des roches cristallines, comme des granites, granodiorites ou encore des gneiss. Cependant, des différences entre croûtes

supérieures, intermédiaire et inférieures ont été observées. Dans la croûte supérieure, plusieurs interprétations ont été proposées d'après les vitesses observées, mais elles peuvent être regroupées sous le terme de roches métamorphiques de bas régime tels que des gneiss siliceux à Amphiboles (Christensen & Mooney, 1995). La croûte intermédiaire correspond à des roches présentant un grade plus élevé de métamorphisme et une teneur en silice plus faible tel que de Gneiss tonalitique et granitiques avec une forte abondance d'amphiboles. La croûte inférieure quant à elle, possède des vitesses correspondantes à des granulites mafiques, avec une forte abondance en grenat. Ainsi en moyenne sur toute l'épaisseur de la croûte, la teneur en silice est de 61.8 % (Christensen & Mooney, 1995).

2.2. Études précédentes du bassin Ionien

2.2.1. Sismique réflexion et réfraction

Les observations géophysiques de sismique réflexion et réfraction permettent d'étudier la structure crustale du bassin Ionien. Cependant, le substratum de ce bassin laisse difficilement traverser les ondes sismiques, notamment parce qu'elles sont réfléchies et réfractées très rapidement dans son épais prisme d'accrétion très perturbé et contenant des évaporites. Comme présenté précédemment, Makris et al., 1986 (Figure II.2) ont produit la première étude de sismique grand-

angle permettant d'observer la structure profonde du bassin Ionien à l'échelle de la croûte. Ces auteurs observent dans le bassin Ionien, jusqu'à plus de 150 km des côtes Siciliennes, une croûte cristalline ou ignée très fine de 8 à 10 km avec des vitesses de 6.3 à 7.2 km/s. Cette croûte est surmontée de 6 à 7 km de sédiments. Les auteurs concluent ainsi sur la présence d'une croûte océanique ou d'une croûte continentale sévèrement étirée et amincie, et potentiellement intrudée de matériaux du manteau supérieur. Ils interprètent aussi la présence d'une croûte continentale, épaisse d'environ 30 km sur le plateau Hybléen (**Makris et al., 1986 ; Figure II.2**).

Par la suite des études ESP ont été menées dans le bassin en novembre 1988 (**deVoogd et al., 1992**). Cette technique de sismique réfraction met en œuvre deux navires océanographiques s'éloignant l'un de l'autre en partant d'un point central. Chaque navire émet une source acoustique afin que les récepteurs positionnés sur les deux navires enregistrent les ondes traversant profondément les structures sédimentaires et crustales. Les résultats obtenus sont des profils de vitesses modélisés en une dimension et positionné sur ce point central. Un de ces profils est localisé dans la plaine abyssale Ionienne qui est la zone la moins perturbée du bassin, ce qui a permis d'observer une croûte très probablement océanique dans le bassin (**deVoogd et al., 1992 ; Figure II.5**). Dans le détail ce profil image très bien la colonne sédimentaire : avec les sédiments Plio-Quaternaires (dont les vitesses modélisées sont de 1.9-2.0 km/s), puis des évaporites du Messinien (4.2-4.5 km/s), en dessous desquelles se trouvent des sédiments pré-Messinien (3.0-3.2 km/s) et enfin des sédiments pré-Messinien de plus hautes vitesses (3.8 km/s). D'après l'interprétation de ces auteurs la croûte océanique posséderait trois couches dont la première montre des vitesses de 4.7-5.0 km/s au toit ; la seconde de 6.2-6.4 km/s et la dernière de 7.1 km/s. La dernière couche de ce modèle de vitesse est celle du manteau lithosphérique qui prend des vitesses de 8.5 km/s. Ces données ESP ont été retravaillées par la suite par **Le Meur, 1997** qui obtint un modèle de vitesse légèrement différent et surtout une interprétation différente. D'après ces auteurs l'enchaînement des couches sédimentaires serait le même, mais les épaisseurs sont différentes. Notamment l'épaisseur de la couche d'évaporites qui est plus importante dans ce second modèle. Concernant la croûte, la première couche crustale est maintenant interprétée comme étant une couche sédimentaire de hautes vitesses (4.75 km/s) se situant juste au-dessus de la croûte qui devient par conséquent moins épaisse (**Gallais et al., 2011 ; Figure II.5**).

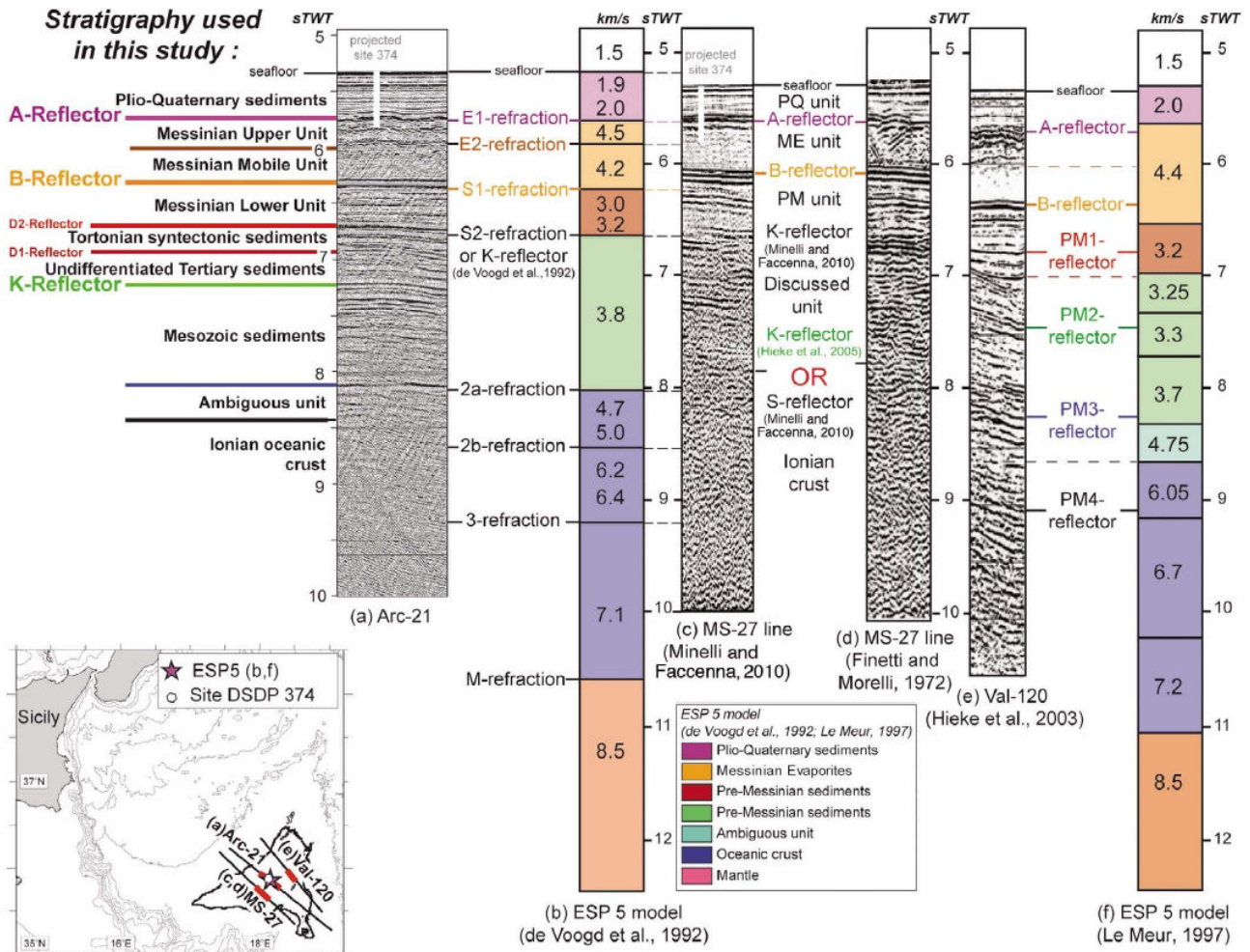


Figure II.5 : Stratigraphie de la Plaine Abyssale Ionienne d'après des données ESP et de sismique réflexion multitrace (Gallais et al. 2011).

2.2.2. Études tomographiques, géodésiques et sismologiques

De nombreuses études tomographiques ont été menées dans les bassins Méditerranéens depuis les années 1980. L'une des premières études s'intéressant aux bassins Italiens a permis d'imager une structure non-homogène et profonde dans le manteau sous le bassin Tyrrhénien (Scarpa, 1982). Cette anomalie positive de vitesses en profondeur était déjà interprétée comme étant liée à la plaque plongeante de la subduction calabraise. Plus tard, de la tomographie de télé-séismes et des enregistrements sismologiques régionaux ont permis de relier cette anomalie au *slab* Calabrais plongeant vers le Nord-Ouest (Amato et al., 1993). Par la suite les avancées technologiques notamment en tomographie télé-sismique 3D ont permis d'obtenir une image plus précise de la plaque plongeante et de contraindre ainsi ses dimensions (Cimini, 1999). D'après son interprétation, la plaque plongeante s'étendrait sur 350 km de large entre le Nord de la Sicile et la Campanie Méridionale et sur 400 km verticalement (Cimini, 1999). D'autres études, (Spakman & Wortel, 2004) imagent aussi ce *slab* dans le cadre d'une modélisation de tomographie globale. Ces

auteurs montrent que la plaque plongeante ne parviendrait pas à traverser la totalité du manteau asthénosphérique et reposerait sur la discontinuité de 660 km sous le bassin Tyrrhénien (**Lucente et al., 1999; Piromallo and Morelli, 2003; Wortel & Spakman, 2009 ; Figure II.6**). Des modèles tomographiques plus récents ont montré l'existence d'une fenêtre de 150 km de large dans le *slab* sous le Sud des Apennins. Cette fenêtre s'est probablement ouverte par une faille de déchirure lithosphérique (ou *STEP fault* en anglais, voir **partie II, 3**) entre la plaque plongeante Ionienne et le bloc continental Apulien (**Chirabba et al., 2008**). Le même phénomène se produirait du côté Sicilien de la Subduction et une faille de détachement lithosphérique se propagerait le long de la marge Est-Sicilienne (**Govers & Wortel, 2005 ; Wortel et al., 2009, Neri et al., 2009 ; voir partie II, 3**). Les résultats des recherches sur ce sujet ont montré que le *slab* Ionien ne serait rattaché que sur une centaine de kilomètres le long de la subduction Calabraise (**Neri et al., 2009, 2012**).

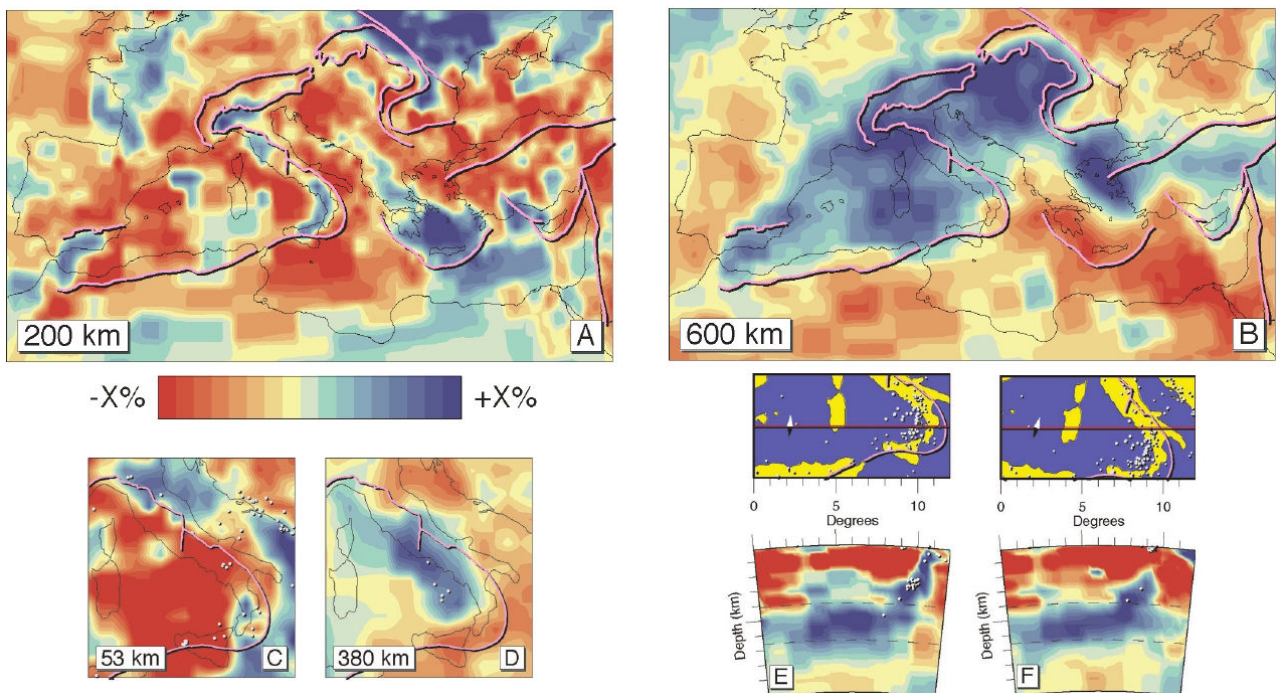


Figure II.6 : Cartes (A,B,C et D) et coupes (E et F) dans un modèle de tomographie en onde-P. L'échelle des anomalies de vitesses est de $X=2.5$ pour A,C et D et $X=1.5$ pour B, E et F. (**Wortel & Spakman, 2004**).

De récentes études géodésiques et sismologiques ont montré la présence de flux mantelliques toroïdaux sur les deux bords de la subduction en retrait (**Civello and Margheriti, 2004; Baccheschi et al., 2011**). Ces travaux ont permis d'observer des mouvements de rotations anti-horaires dans le Sud des Apennins et horaires en Sicile et Ouest Calabre qui sont prédit dans les modèles de propagation des failles lithosphériques (**Palano et al., 2017**).

2.3. Controverses sur la nature crustale du bassin Ionien

Deux hypothèses majeures s'opposent à propos de la nature de croûte et seront discutées dans cette thèse : La première propose une nature continentale amincie, où le bassin Ionien est considéré comme l'extension de la marge Nord de la plaque Afrique. Cette croûte continentale serait amincie tectoniquement lors de l'ouverture Mésozoïque du bassin sans qu'une océanisation soit réalisée (Locardi & Nicolich, 1988 ; Channell and Mareschal, 1989 ; Serri et al., 1993 ; Peccerillo, 2005 ; Pérouse et al., 2010 ; Roure et al., 2012). La seconde hypothèse propose une croûte de nature océanique et implique donc une phase d'océanisation se produisant dès le début de Mésozoïque (Cernobori et al., 1996 ; Nicolich et al., 2000 ; Catalano et al., 2001 ; Gallais et al., 2011 ; Speranza et al., 2012).

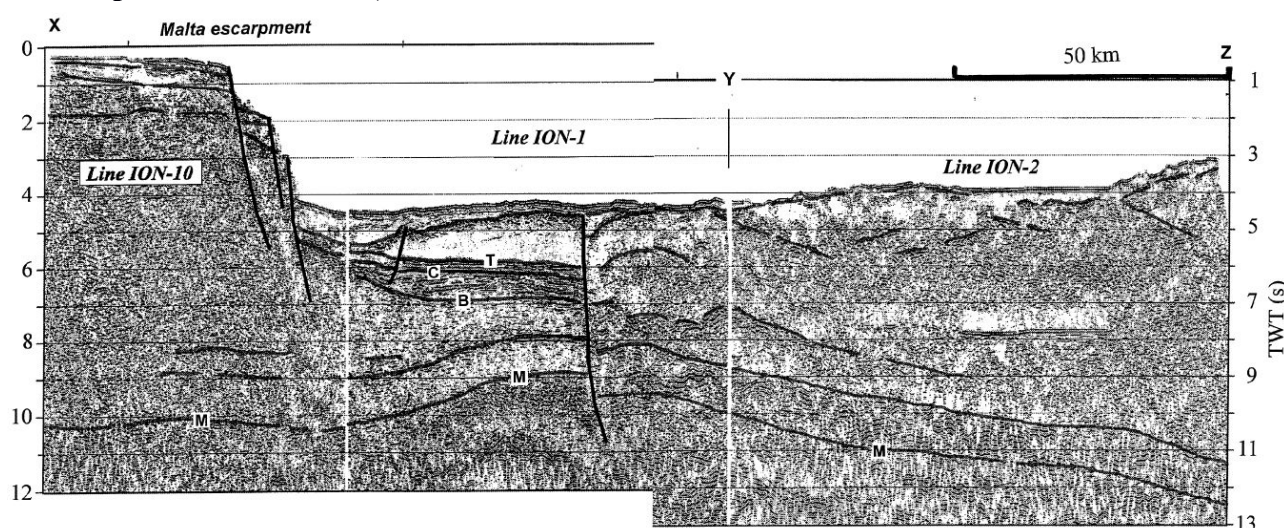


Figure II.7 : Profil de sismique réflexion traversant l'escarpement de Malte : ION1 ; puis remontant dans le prisme d'accrétion : ION2 (Nicolich et al., 2000), localisé sur la Figure III.7.

2.3.1. Arguments en faveur d'une Lithosphère continentale Amincie

Les études supportant l'hypothèse de la présence d'une lithosphère continentale amincie au sein du bassin Ionien, sont relativement plus anciennes que leur détracteurs (Hinz, 1974 ; Boccaletti et al., 1984 ; Channell & Mareschal, 1989 ; Serri et al., 1993 ; Locardi & Nicolich, 1988 ; Peccerillo, 2005 ; Pérouse et al., 2010 ; Roure et al., 2012). Cette question reste encore ouverte puis qu'aucune preuve irréfutable n'a été découverte pour le moment. Une récente étude, en faveur de l'hypothèse lithosphère continentale amincie, présente un travail de datation de la flexure et des séries syn-cinématiques de l'arc Calabrais et des Maghrébides dans le but de retracer l'évolution de la zone d'avant-pays de la collision Afrique-Eurasie. Les auteurs relèvent dans plusieurs régions de la Méditerranée orientale la présence d'une déformation en peau-mince (*thin-skin* en anglais) qui évoque les premières étapes de construction d'un prisme d'accrétion et qui

affectent uniquement les sédiments les plus supérieurs. Dans la plaine abyssale Ionienne, celle-ci a été enregistré jusque dans les sédiments Quaternaires. Plus à l'Ouest, dans les Maghrébides et spécifiquement dans l'Atlas Algérien et Tunisien, ce type de déformation n'a été observé que dans les sédiments datant d'avant le Miocène-supérieur (**Roure et al., 2012**). Ces observations supposent que la déformation compressive liée aux mouvements des plaques Eurasiatique et Africaine s'est produite plus tardivement dans le bassin Ionien que le long de la marge Nord-Africaine en Algérie. Les auteurs de cette étude associent aussi cette déformation en peau-mince à d'autres structures flexurales retrouvées au Sud de l'Atlas et dans le Sahara. Par ailleurs, des inversions tectoniques sont observées à terre en Apulie, ainsi que le long de la marge Nord-Africaine et seraient datées du Crétacé-supérieur à Paléogènes.

Les structures observées et l'évolution spatio-temporelle de l'inversion tectonique semblent très similaires dans les domaines de la Plaine Abyssales Ionienne, dans le canal de Sicile et dans l'Atlas Saharien. La propagation de cette déformation en peau-mince est retrouvée très loin dans le domaine continental, ce qui indique que les bassins occidentaux sont une partie amincie de la plaque continentale Africaine (**Roure et al., 2012**). De plus les auteurs appuient leur argumentation par l'altitude à laquelle sont retrouvées ophiolites Néo-Téthysiennes de Chypre et de Crète. En effet, celles-ci reposent sur des plate-formes carbonatées avec une affinité Apulienne et Africaine alors que la phase d'océanisation devrait être antérieure à celles-ci. Le faible flux de chaleur est interprété comme la conséquence d'une forte épaisseur lithosphérique et liée à son ancienneté et au fait qu'elle soit de nature continentale (**Roure et al., 2012**).

Les profils de sismique réflexion ont permis d'observer une croûte inférieure stratifiée (**Cernobori et al., 1996**) qui avait été interprétée comme typique des croûtes continentales. En se basant sur des données de sismique réflexion à forte pénétration, **Nicolich et al., 2000 (Figure II.7)** ont observé cette fine croûte. Les auteurs ont aussi mené une étude de sismique grand-angle en modélisant les données de stations à terre enregistrant les tirs de sismique réflexion. Les résultats obtenus dans le fond du bassin Ionien, montrent une croûte avec des vitesses crustales en onde-P relativement faible (5.8 à 6.5 km/s) et homogènes avec celles observées sur le plateau Hybléen continental. L'interprétation menée par ces auteurs était que la croûte présente au fond du bassin était de nature continentale mais très amincie. Une autre interprétation de ces faibles vitesses crustales proposées par ces auteurs, suppose que la croûte inférieure soit de nature volcanique voire océanique, mais sans croûte supérieure (**Nicolich et al., 2000**). Les résultats concernant ces vitesses sont discutés, puisque les tracés de rais modélisés ne traversaient les couches du modèle que dans un seul sens, ce qui ne permet pas d'affiner l'étude des vitesses et de profondeur des couches. Enfin,

toujours en sismique réflexion, une série de failles découpant la croûte de la plaine abyssale Ionienne a été observée et a été interprétée comme étant des blocs basculés appartenant donc à la plaque Afrique continentale amincie (**Hieke et al., 2004**).

2.3.2. Arguments en faveur d'une lithosphère océanique

La seconde hypothèse propose que la lithosphère du bassin Ionien est de nature océanique et elle repose sur l'interprétation de multiples études géophysiques. Dans cette hypothèse la lithosphère Ionienne serait la plus ancienne lithosphère océanique au monde (220-230 Ma). Les premières études de sismique grand-angle (**Makris et al., 1986 ; Figure II.2**) ont tout d'abord permis d'observer une croûte fine ayant des vitesses de propagation d'ondes P pouvant être apparentée à une croûte océanique. De plus, la sismicité du panneau plongeant est connue depuis longtemps sous la mer Tyrrhénienne (**Gasparini et al., 1982**). Les observations tomographiques attestent aussi de la présence de ce *slab* sous le bassin Tyrrhénien (**Wortel & Spakman, 2000, Figure II.6**). Ces observations mettent en lumière la présence d'une anomalies de hautes vitesses et des séismes, s'approfondissant vers le N-O sous la mer Tyrrhénienne. La continuité de ce *slab* jusque dans le bassin Ionien pourrait attester de la nature océanique de la lithosphère Ionienne.

Les données recueillies par les ESP étaient clairement interprétées comme imageant une croûte océanique au fond du bassin malgré les différentes interprétations (**deVoogd et al., 1992 ; Le Meur, 1997**). L'interprétation des données de gravimétrie et de flux de chaleur a aussi été discutée comme provenant d'une lithosphère océanique très ancienne, froide et épaisse, ce qui correspond aux dates de création de la croûte au début du Mésozoïque ; **Gallais et al., 2012**).

Une analyse des anomalies magnétiques a été réalisée et permet une comparaison avec une modélisation d'un champ magnétique synthétique et considérant différentes natures de croûte (**Speranza et al., 2012**). Les résultats de cette étude montrent que le bassin Ionien est caractérisé par une anomalie faiblement négative et une anomalie fortement positive au NO du bassin. De plus, d'après les modèles testés, la croûte et le paléo-pôle magnétique seraient les plus à même de reproduire les anomalies observées pour une croûte océanique âgée de 220-230 Ma faisant de la lithosphère Ionienne, la plus ancienne lithosphère océanique au monde (**Speranza et al., 2012**).

Enfin, les failles crustales observées dans la plaine abyssale Ionienne ont d'abord été interprétées comme des failles limitants les blocs basculés continentaux (**Hieke et al., 2004**). Ces failles ont été observées plus récemment par de nouvelles données de sismique réflexion plus précises (**Gallais et al., 2011**). Ces failles crustales ont alors été interprétées comme des failles normales premièrement formées durant le Jurassique lors de l'océanisation du bassin, puis ré-activées en failles inverses durant le Miocène (**Gallais et al., 2011 ; voir partie II, 1.3**).

2.3.3. Une question géodynamique

Cette question concernant la nature de la lithosphère du bassin Ionien est aussi une question géodynamique qui touche à l'activité de la subduction Calabraise actuelle. En effet, si la nature de cette lithosphère est continentale et qu'elle appartient effectivement à la plaque Afrique, alors la subduction Calabraise n'a plus lieu d'être active à de fort taux de convergences. Cette hypothèse correspond aux observations sismologiques avec la quasi-absence de séismes chevauchant (**D'Agostino et al. 2008**) et aux faibles taux de convergence observés en géodésie (**Palano et al. 2012**). Dans le cas contraire, si la lithosphère Ionienne est océanique, il se pourrait que le *slab* observé en tomographie soit continu jusque dans le bassin Ionien. Cette subduction serait alors encore active et un autre mécanisme devrait expliquer son « ralentissement » actuel. Certains auteurs ont proposé que ce *slab* serait partiellement ou complètement détaché sous l'arc Calabrais en se basant sur des observations tomographiques (**Wortel & Spakman, 2004 ; Barreca et al., 2016**).

Les observations des vitesses crustales faites par les ESP sont en accord avec celles d'une croûte océanique (**deVoogd et al., 1992 ; Le Meur, 1997 ; Gallais et al., 2012**) de même que les premiers modèles de vitesse grand-angle n'utilisant que peu d'OBS (**Makris et al., 1986**). Cependant les preuves directes de la présence d'une croûte océanique restent à obtenir. Les forages les plus récents dans la zone sont les DSDP Leg 13 et ODP Leg 160 qui n'ont pu atteindre que des profondeurs de 457 m de sédiments Messiniens et Pléistocènes dans la plaine abyssale Ionienne (**Hsü et al., 1978 ; Robertson et al., 1998**). La couverture sédimentaire très épaisse de 5 km minimum dans cette zone ne permet pas d'accéder aisément à des observations directe.

Chapitre 3: Faille de déchirure lithosphérique

3.1. Controverses dans le bassin Ionien : position de la STEP

Le retrait de la plaque plongeante de la subduction Calabraise a provoqué le détachement des blocs continentaux AlKaPeCa et leur migration vers le Sud-Est depuis les derniers 35 Ma (**Rehault et al., 1984 ; Ricou, 1994 ; Lallemand & Funicello, 2009**). Depuis le Miocène supérieur (~8 Ma), ce mouvement de retrait atteint le bassin Ionien qui est dans une configuration particulière. En effet, ce bassin et la lithosphère probablement océanique qu'il abrite, se retrouvent encaissé entre deux grandes masses continentales que sont la plaque Apulienne au Nord-Est et la plaque Afrique au Sud-Ouest dont la Sicile fait partie. De plus, d'après une compilation de travaux de tomographie en ondes-S et P, plusieurs fenêtres s'ouvrent dans la plaque plongeante et sont associées à plusieurs failles de déchirure lithosphérique (voir **Partie I, 2.3**). La propagation de ces déchirures jusqu'en surface provoque l'initiation de failles de déchirure lithosphérique STEP sur les deux bords de la subduction Calabraise. L'une d'elle se situerait le long de la marge Est-Sicilienne et l'autre le long de la limite Calabre-Apulie (**Govers & Wortel, 2005 ; Gallais et al., 2013**). Cependant, le long de la Marge Est-Sicilienne la position précise de propagation de cette faille en surface reste très discutée. Trois hypothèses de propagation sont principalement évoquées dans la littérature d'Ouest en Est : L'escarpement de Malte (EM), l'*Alfeo Fault System* (AFS) et l'*Ionian Fault System* (IFS).

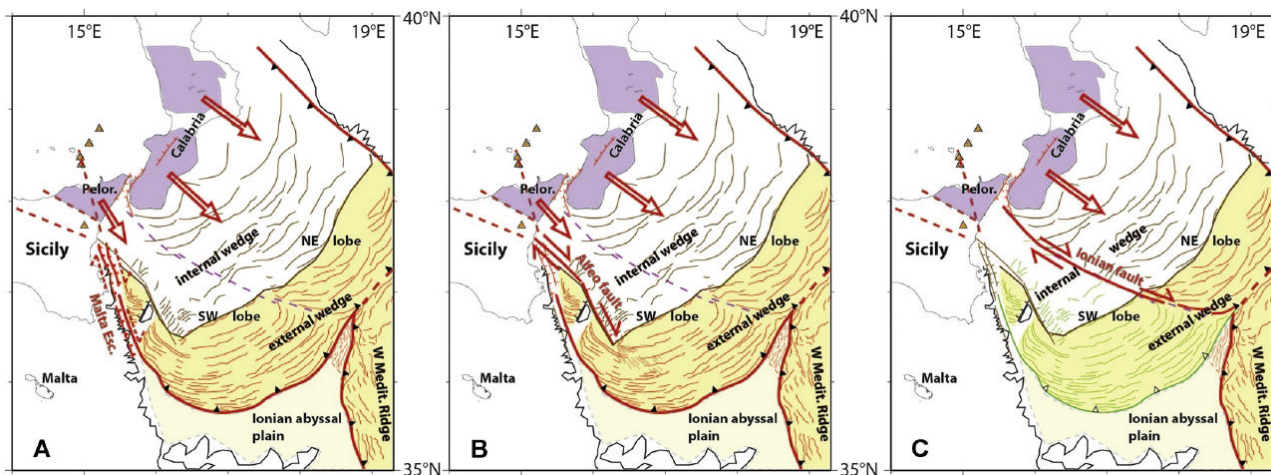


Figure II.8 : Trois hypothèses de la cinématique actuelle du bassin Ionien et de position de la faille STEP : (A) L'escarpement de Malte (EM), (B) l'*Alfeo Fault System* (AFS) et (C) l'*Ionian Fault System* (IFS) (**Gutscher et al., 2017**).

3.1.1. L'escarpement de Malte :

Les arguments en faveur de l'hypothèse de l'EM comme principale expression en surface de faille majeures sont principalement porté par **Argnani & Bonazzi, 2005**. L'EM représente la structure morphologique majeure faisant la jonction entre les hauts-fonds du plateau Hybléen

continental et le bassin Ionien profond. Les structures tectoniques associées à cet escarpement ont été étudiées par sismique réflexion multi-trace. Ces études ont permis d'observer une segmentation de l'EM, avec une augmentation vers le Nord des déformations liées à la tectonique récente. Le segment au Sud de Syracuse est peu affecté par les événements récents. De 20-30 km à l'Est du pied l'EM au niveau de Syracuse, un soulèvement récent d'une zone relativement large est observé et correspond au mont sous-marin Alfeo. Le segment au Nord de Syracuse, est quant-à lui affecté par de nombreuses failles NNO-SSE à pendage vers l'Est qui indiquerait des mouvements extensifs et que les auteurs relient à l'expression en surface d'une faille d'ampleur lithosphérique (**Argnani & Bonazzi, 2005**).

Argnani, 2009, propose l'existence de plusieurs phases de déchirure en Sicile et dans le bassin Ionien. La première de ces phases se déroulerait entre 8.5 et 4.0 Ma et aurait affecté le *slab* en retrait au niveau du canal de Sardaigne. Un second épisode de déchirure se serait déroulé entre 2.5 et 1.6 Ma et aurait affecté le NE de la Sicile et précédé de l'ouverture des structures observées dans le canal de Sicile. D'après l'auteur, ces phases ou épisodes sont observables dans les discontinuités délimitant le *slab* et pourrait être relié à du volcanisme en surface. Puisque l'escarpement de Malte est la principale discontinuité du bassin et qu'il a été réactivé durant le quaternaire, l'auteur suggère que la faille STEP se situe le long de cette structure (**Argnani, 2009**).

3.1.2. *Alfeo Fault System (AFS)*

La seconde hypothèse propose une localisation de la faille STEP le long du système de failles d'Alfeo, localisés 50 km à l'Est de l'escarpement de Malte (**Gallais et al., 2013 ; Gutscher et al., 2016**). Ce système de failles est principalement observable grâce à des données de sismique réflexion traversant les structures et des données de bathymétrie haute résolution. L'AFS est une zone faillée de 140 km de long qui peut être divisée en deux segments d'orientation différentes et qui sont situés au Nord et au Sud du mont sous-marin Alfeo. Le système de failles Nord-Alfeo est long de 60 km avec une direction globalement NW et une cinématique décrochante dextre corrélable avec la sismicité de la région. Ce segment au Nord rejoint la côte au niveau du mont Etna et il peut être relié aux failles d'effondrement du flanc Est de l'Etna qui sont observables à terre. De nouvelles failles sont aussi observables entre la Calabre et la Sicile, elles relient peut-être les systèmes IFS et AFS dans leurs segments les plus au Nord (**Gutscher et al., 2017, Gross et al., 2016**). Ce segment est caractérisé par des mouvements décrochants dextres à terre en Sicile et en mer. De plus, le Mont Etna est localisé dans le prolongement de cette structure, puis de la limite du *slab* observé dans la sismicité (**Gallais et al., 2013**). Les laves de l'Etna possèdent une signature géochimique particulière et différentes de celles des volcans de l'arc des Îles Éoliennes. Sa

signature géochimique serait en effet en accord avec une origine asthénosphérique de son Magma (affinité de basaltes océaniques, **Schiano et al., 2001 ; Schellart, 2010**). Cette observation est corrélable aux observations tomographiques montrant l'existence d'une fenêtre asthénosphérique dans le prolongement de la faille STEP (**Civello & Margheriti, 2004 ; Gallais et al., 2013**).

Le segment Sud Alfeo s'exprime par une à deux grandes failles normales affectant une zone de 80 km orienté SSE. Un bassin allongé peut être associé à ce segment, sur plus de la moitié de la longueur totale du segment, de 5 km de large. D'après les profils de sismique réflexion ce bassin profond d'environ 500 m serait remplis de sédiments syn-tectonique Plio-Quaternaires (**Gutscher et al., 2016**). Ce bassin limite aussi le prisme évaporitique s'étendant à l'Ouest de ce bassin (**Gallais et al., 2013**). D'après les auteurs, les failles majeures du système complet viendraient mourir dans le lobe évaporitique en formant de multiples *slip-lines*. Ces fines failles décrochantes sont longues de plusieurs dizaines de kilomètres et sont visibles en bathymétrie et affectent donc les sédiments les plus récents (**Gutscher et al., 2017**).

Nicolich et al., 2000 a observé en sismique réflexion (**Figure II.7**) et dans un modèle gravimétrique 3D un décalage dans la croûte au niveau de l'AFS ce qui correspondrait à l'expression d'une grande faille lithosphérique. Une compilation de travaux de tomographie en ondes-S et P ont suggéré une migration de cette faille lithosphérique de bord de subduction en Sicile, le long de la TOC (**Chiarabba and Palano, 2017**). Cependant, la localisation précise de cette transition se faisant le long de l'escarpement de Malte reste incertaine puisqu'il existerait une transition de croûte continentale amincie avant la croûte océanique probablement présente dans le bassin (**Nicolich et al., 2000 ; Gallais et al., 2013**).

3.1.3. Ionian Fault System (IFS)

La dernière des hypothèses discutée dans cette thèse positionne la faille STEP le long du système de failles Ionien ou *IFS*. D'après les travaux de **Polonia et al., 2011 et 2016**, l'IFS est décrit comme une grande zone faillée limitant les deux lobes, Est et Ouest, du prisme d'accrétion (**Partie I, 1.3.3**). Cette zone de faille a été observée en sismique réflexion et d'après les auteurs de l'étude, elle accommoderait un mouvement différentiel entre les blocs Calabre et Péloritain (**Polonia et al., 2011**) où la Calabre avancerait plus rapidement vers le S-E que le Péloritain. Ce mouvement devrait être dextre d'après les études de géodésie à terre (**Palano et al., 2012**). Cependant, d'après les récentes données de bathymétrie haute résolution, l'IFS semblerait être animé d'un mouvement senestre dans sa partie externe. En effet, un « vortex » sédimentaire se serait formé à l'intersection entre les limites des deux lobes et celle entre les prismes internes clastique et externe évaporitique (**Gutscher et al., 2017**).

D'après les données de sismique réflexion, **Polonia et al., 2016** interprètent les deux structures IFS et AFS comme des structures majeures impliquant des failles au minimum crustale. Ces failles coulissantes encadrent le lobe Est du prisme d'accrétion et participeraient à sa propagation vers le Sud. Durant le Pléistocène, des failles transtensives héritées de l'ouverture Mésozoïque du bassin ont été réactivées. Elles ont par endroit joué comme failles de chevauchement durant le Messinien et le Pliocène. L'IF, l'AFS et par endroit l'EM ont accommodé la tectonique récente au moment de l'apparition du Mont Etna. Les résultats de modélisations géodynamiques et numériques ont montrées que le retrait vers le SSE de la subduction Calabraise est premièrement exprimé dans la partie Nord de l'IFS. D'après ces modèles, une faille STEP se propagerait préférentiellement le long de IFS. Dans cette hypothèse, l'AFS est interprété comme résultant de l'activité de l'IFS et des différences de mouvements entre les plaques Afrique et Europe (**Polonia et al., 2016**).

3.2. Études précédentes de géodésie et de la sismicité

Les études de sismicité montrent une rareté de séismes le long de ces structures (**Musumeci et al., 2014**) qui s'étendent pourtant sur plusieurs dizaines de kilomètres et pourraient provoquer des séismes majeurs à l'échelle de la subduction Calabraise. De plus, peu de séismes chevauchant ont été enregistrés à l'ère instrumentée, cependant les lobes du prisme d'accrétion semble toujours actifs comme en attestent les données de sismique réflexion (**Polonia et al., 2011 ; Gutscher et al., 2016 ; 2017**).

L'analyse des données de géodésie et de la sismicité a permis de reconstruire l'évolution géodynamique et tectonique récente de la subduction Calabraise (**Chiarabba & Palano, 2017**). Le long du bord Sicilien de la subduction, les auteurs ont identifié un détachement de la plaque océanique Ionienne et une migration de celle-ci vers l'Est. Ce détachement correspond à la faille STEP qui se propage le long de la marge Néo-Téthysienne de l'Est de la Sicile. Les auteurs proposent que l'expression en surface de cette STEP est localisée le long de la IFS, et qu'une large zone de 400 km de long serait affectée par celle-ci le long de la ligne formée entre les Îles Éoliennes, et les Villes Siciliennes de Tindari au Nord et Letojanni au Sud (**Chiarabba & Palano, 2017**). Dans les faits, les auteurs observent qu'une structuration lithosphérique existe entre l'Ouest et l'Est de la Sicile. À l'Est, les mouvements des plaques Afrique et Eurasiatique sont accommodés le long de la flexure Hybléenne. La plaque Afrique est passé par une étape de flambage de sa lithosphère au Pliocène moyen (associé à de l'extension et à un soulèvement d'un coin mantellique localisé au Nord de la Sicile). À l'Ouest, le flambage de la lithosphère n'a pas encore eu lieu, et la

déformation est localisée en mer, à une cinquantaine de kilomètre au Nord des côtes Sicilienne (**Chiarabba & Palano, 2017**).

L'étude des mouvements GPS des blocs crustaux en correspondance avec la sismicité (**Musumeci et al., 2014, Ventura et al., 2014**) a permis de montrer à terre que le plateau Hybléen en Sicile serait coupé en deux blocs crustaux (Est et Ouest). En effet, un grand jeu de failles appelé *Sicili-Ragusa fault system* (SRFS) découpe le plateau Hybléen alors qu'un autre système de failles limite le bloc Est le long de l'escarpement de Malte. Ces deux systèmes de failles connus à terre permettent d'accommoder le mouvement régional de cisaillement orienté NNO-SSE dans le plateau Hybléen et relié à la convergence globale des plaques Afrique et Eurasiatique (**Musumeci et al., 2014**).

Le long de la marge Est-Sicilienne, les données de géodésie et de modélisation de cinématique élastique de blocs, montrent une fragmentation complexe du domaine Sicilien en trois blocs tectoniques qui bougent indépendamment de la plaque Nubienne. Les mouvements impliqués montrent une rotation horaire de ces blocs crustaux (**Ventura et al., 2014**). Le raccourcissement observé dans le Sud-Est de la Sicile est associé à un système de failles inverse à fort angle de pendage qui ont été réactivée après une inversion tectonique qui a eu lieu au Nord du plateau Hybléen. La rotation horaire du bloc Péloritain est plus rapide que celle du bloc Sicilien, ce qui est accommodé par une zone d'extension le long d'une ligne allant du Mont Etna jusqu'à la mer Tyrrhénienne. La direction d'extension le long de cette ligne est ONO-ESE. D'après les auteurs de l'étude, les failles présentes sur l'escarpement de Malte serait à l'origines du séisme de 1693 (Mw 7.4) (**Ventura et al., 2014**).

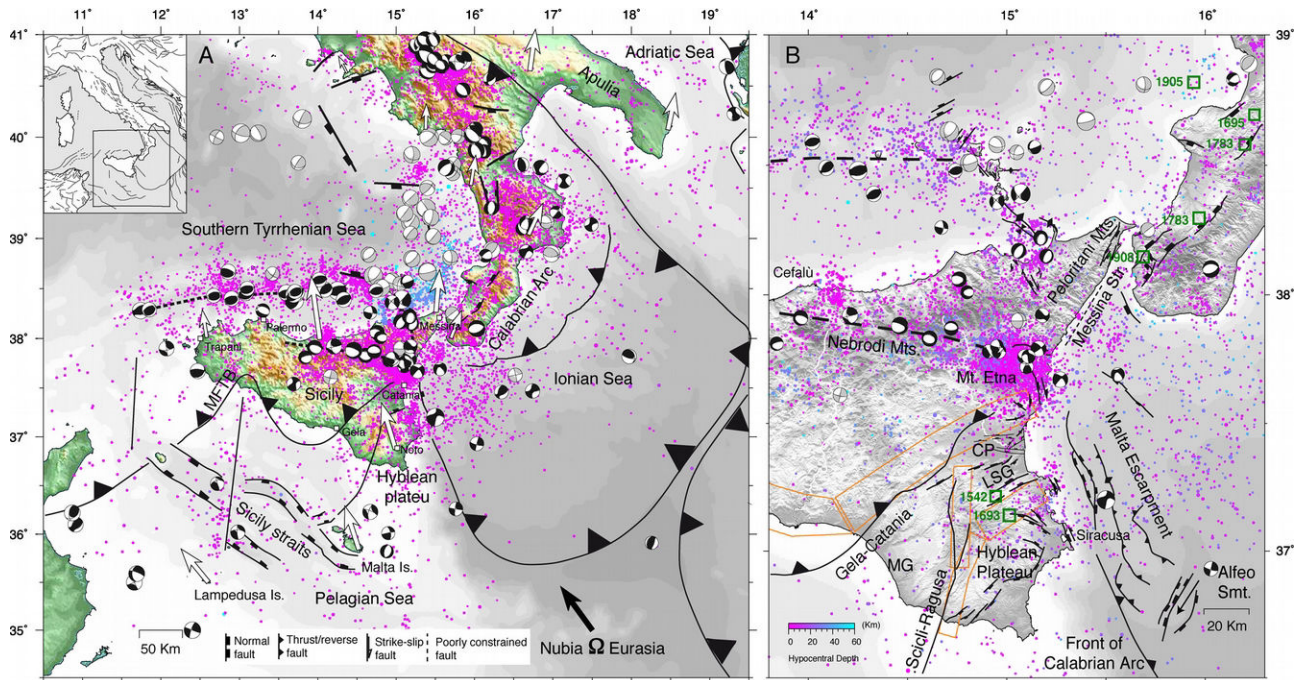


Figure II.9 : Carte simplifiée de la cinématique de la région Sicile-Calabre. La Sismicité dans le bassin Ionien provient de l'INGV-ISIDE. Les mécanismes au foyer proviennent du catalogue INGV-RCMT. Les flèches blanches représentent les vitesses GPS, par rapport à la plaque Eurasiatique fixe. (Ventura et al., 2014)

Partie III: Données et méthodologie

Chapitre 1: Principes des méthodes sismiques

1.1. Sismique réflexion

1.1.1. Principe physique de la sismique

La sismique réflexion est une méthode qui permet d'explorer et d'imager les premiers kilomètres du sous-sol, grâce à des ondes acoustiques émises en surface et réfléchies sur les différentes strates géologiques en profondeur. Après leur trajet dans le sous-sol, ces ondes sont réceptionnées et mesurées en proche-surface, soit par des hydrophones tractés par un navire océanographique, soit par des géophones à terre. Les temps de propagation de ces ondes depuis leur émission jusqu'à leur réception seront alors mesurés précisément pour en déduire plusieurs informations sur les couches géologiques (géométrie, présence de failles, vitesses de propagation, etc.). La technique a été développée dès les années 1920, avec pour objectif l'exploration pétrolière. Aujourd'hui, elle reste largement utilisée dans ce domaine et elle a largement bénéficié des avancées technologiques et informatiques de ces dernières décennies (3D, haute résolution, traitements informatiques plus poussés, etc.). Cette méthode repose sur l'idée que le sous-sol est constitué de couches superposées les unes aux autres, et sont parfois déformées (par la tectonique par exemple). On distingue la sismique réflexion en milieu terrestre et marin, notamment parce que leurs systèmes d'acquisition et les résultats obtenus sont très différents. Cette thèse se concentrera sur les techniques développées en milieu marin. Dans cette configuration marine, une couche supplémentaire est ajoutée : l'eau ; ce qui permet d'imager le fond de l'eau.

D'un point de vue physique, la sismique réflexion peut être décrite dès l'étape d'émission d'une onde acoustique. En effet, une onde est tout d'abord générée par une source acoustique, qui peut être : *Sparker*, *Boomer*, *Chirp*, dynamite, canons à air ou autres. Par exemple, un canon à air libère brutalement un grand volume d'air contenu sous haute pression, formant ainsi spontanément une grande bulle qui va s'effondrer et se dissiper en créant l'onde acoustique recherchée. Le train d'ondes généré est de haute fréquence en sismique réflexion (50-250 Hz), et ce sont majoritairement des ondes P (de compression-dilatation du milieu) qui sont utilisées par cette méthode. À la sortie du canon, les ondes se propagent dans l'eau de mer dans toutes les directions, jusqu'à ce qu'elles atteignent la première interface géologique : le fond de mer (*bathymétrie*). À ce moment, elles vont se comporter comme la lumière au travers d'une lentille de verre et obéir aux mêmes lois de physiques décrites par les équations de Snell-Descartes.

$$n_1 \cdot \sin(i_1) = n_2 \cdot \sin(i_2)$$

Équation III.1 : Équation de propagation des ondes à l'interface de milieu 'n', et angle d'incidence 'i1' ; et angle réfléchi ou réfracté 'i2'.

D'après ces équations, l'énergie mécanique de l'onde arrivant à une interface entre deux milieux physiquement différents va se comporter de façon à ce qu'une partie va être réfléchi, une autre réfractée (et donc transmise), et une dernière partie absorbée. Ces lois font intervenir les paramètres du milieu « n » qui dépendent notamment de l'impédance acoustique du milieu, valeur représentant la résistance du milieu à la propagation des ondes. Les angles d'incidence et de réflexion/réfraction sont mesurés par rapport à la normale de l'interface. En sismique réflexion et réfraction, le comportement d'absorption n'est pas utile, ni mesuré (ou indirectement). En effet, l'absorption est la dissipation de l'énergie mécanique de l'onde (nuisant à la pénétration en profondeur) ; elle sera considérée sous le terme d'atténuation de l'onde. La transmission quant à elle doit être maximisée pour que la méthode soit efficace. Elle dépend notamment de la longueur d'onde de l'onde générée par la source. De façon générale, plus la longueur d'onde est grande et plus la pénétration sera meilleure, mais moins la résolution sera bonne. Et inversement. D'autre part, pour simplifier les représentations, des rais sismiques seront utilisés et ils peuvent être définis comme les trajectoires (ou droites ou courbes) perpendiculaires au front d'onde provenant de la source (Figure III.1).

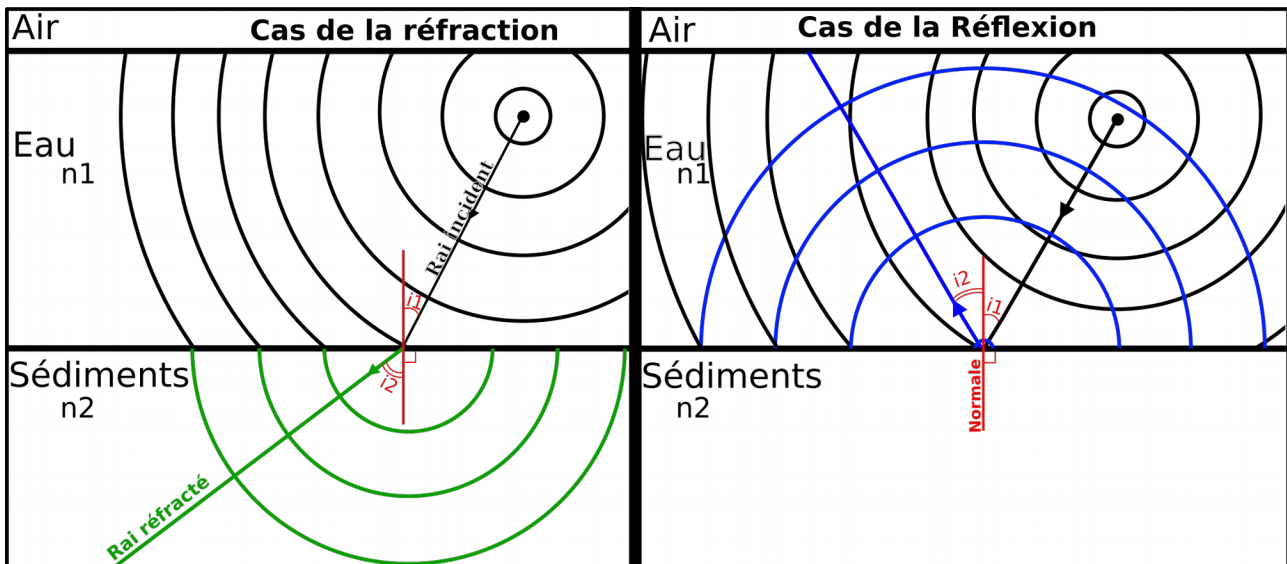


Figure III.1 : Représentation schématique de la propagation d'ondes acoustiques à différentes interfaces dans les cas des réfractions et réflexions.

1.1.2. Principe d'acquisition

L'onde réfléchi retourne en direction de la surface en fonction de son angle d'incidence sur l'interface et des caractéristiques physiques des deux milieux traversés. Si l'angle de réflexion n'est

pas trop grand, cette onde sera captée par un ou plusieurs hydrophones constituant la flûte d'acquisition sismique, qui est tractée par un navire océanographique (Figure III.4). Les hydrophones enregistrent les variations de pression dans l'eau (et donc l'onde P réfléchi) et émettent un signal électrique correspondant à l'onde. Ce signal sera par la suite amplifié puis traité à bord. Le signal reçu en bout de chaîne est donc caractérisé par sa fréquence, sa longueur d'onde, son amplitude et surtout son temps d'arrivée ou temps d'aller-retour de l'onde (parfois nommé temps-double et noté *TWT* pour *Two Way Travel-time* ; Figure III.2). Ce temps aller-retour est fondamental pour cette méthode, puisqu'il dépendra des vitesses de propagation de l'onde dans les milieux traversés, des distances traversées et donc de la profondeur des interfaces insonifiées. Il est décompté entre l'émission de l'onde acoustique par la source et sa réception par l'hydrophone.

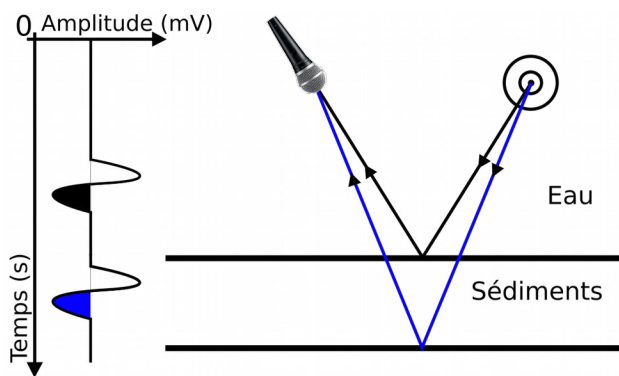


Figure III.2 : Représentation schématique de la réception des ondes réfléchies sur différentes interfaces par un hydrophone.

Chaque réflexion produite aux interfaces de couches physiquement différentes génère alors une amplitude enregistrée par l'hydrophone à un temps donné. En multipliant les tirs et les hydrophones (et donc les points de mesure), on obtient une image en temps-double du sous-sol. Chaque point imagé (ou point miroir) par cette technique est situé sur le fond de mer, à la verticale d'un autre point situé à la moitié de la distance entre la source et le récepteur.

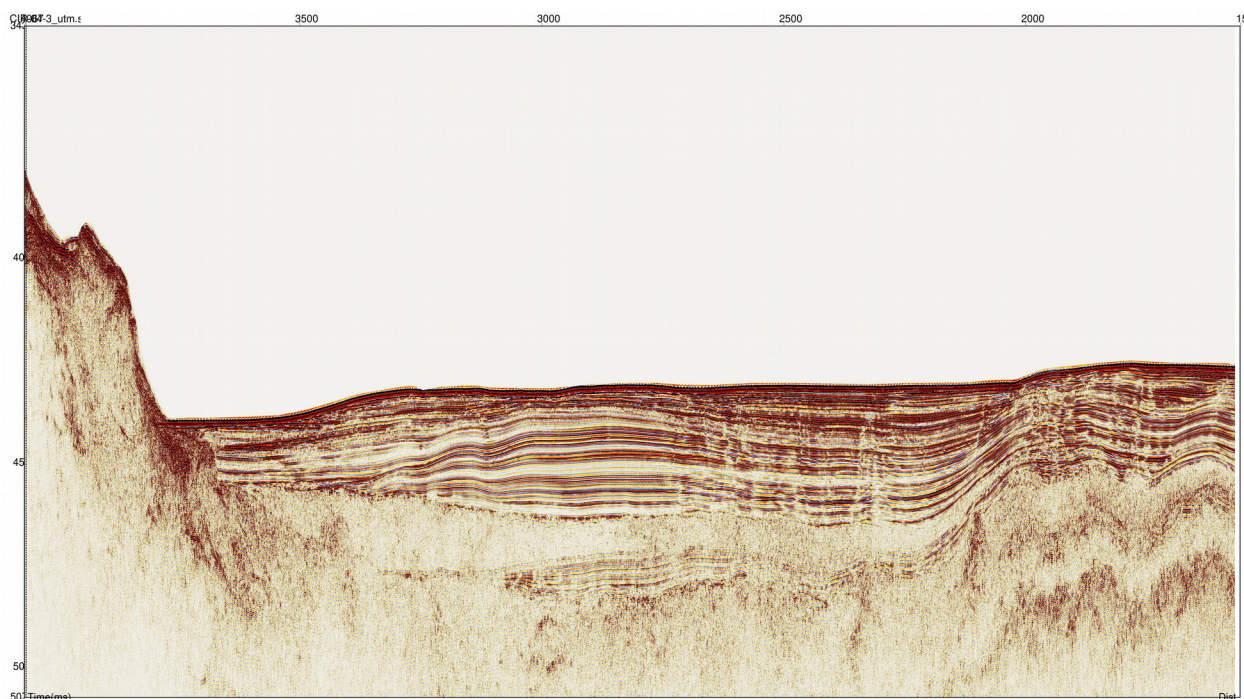


Figure III.3 : Exemple du profil de sismique réflexion CIRCEE-04, acquis perpendiculairement à l'escarpement de Malte localisé sur la Figure III.7.

1.2. Sismique grand angle

1.2.1. Principe de la méthode

La sismique grand angle (SGA), parfois appelée sismique réfraction, repose sur les mêmes principes physiques décrits précédemment mais utilise les ondes réfractées dans les couches géologiques en plus des réfléchies sur leurs interfaces. Cette technique utilise aussi une source mobile, tractée par le navire, qui génère des ondes de basses fréquences (4-30 Hz) et de grandes longueurs d'onde, permettant une forte pénétration. Les récepteurs sont des géophones et hydrophones fixes qui reposent directement sur le fond de mer : les OBS (*Ocean Bottom Seismometer* ou sismomètre de fond de mer). Cette configuration permet d'atteindre de très grandes profondeurs de pénétration (jusqu'à 30-40 km). En effet, la distance entre la source et le récepteur (*offset* en anglais) permet d'imager des interfaces très profondes. De plus, certaines couches très particulières (évacorites, sédiments riches en gaz, etc) peuvent agir comme de véritables écrans en sismique réflexion, en réfléchissant ou en absorbant la quasi-totalité des ondes et ne permettant pas d'obtenir des informations sur les couches en dessous de celles-ci. La SGA permet d'imager ces structures en les contournant ou bien en utilisant un maximum d'informations transmises au travers de celles-ci (Figure III.4)

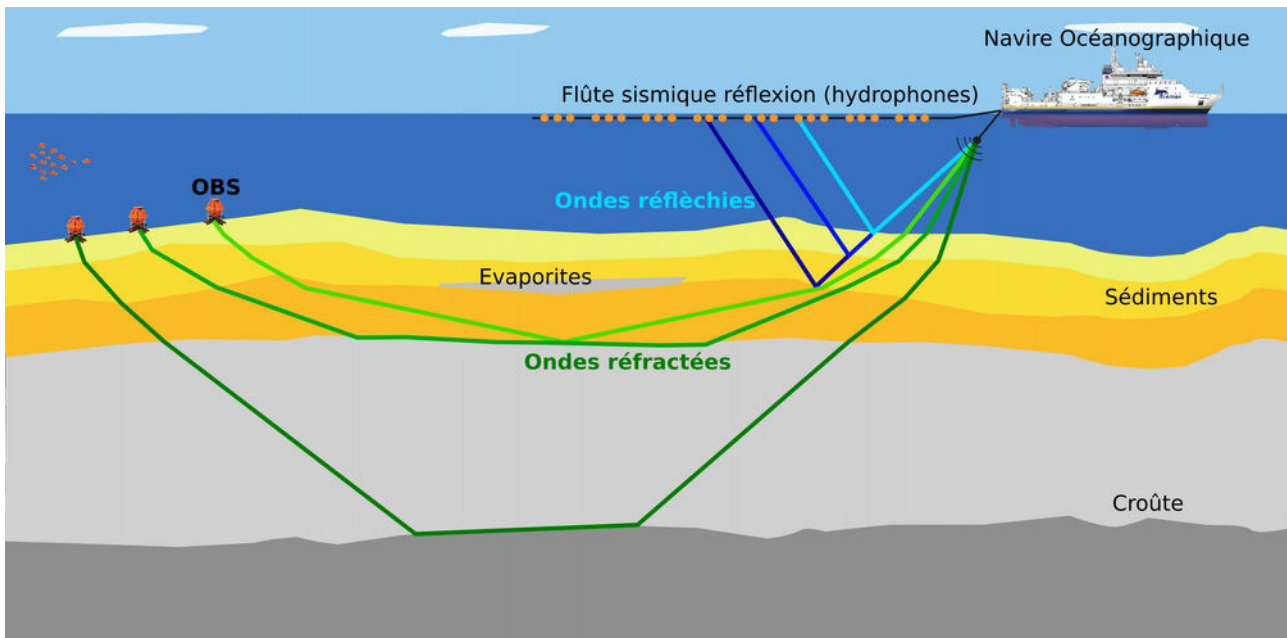


Figure III.4 : Représentation schématique des techniques de sismiques réflexion et réfraction.

Les ondes réfractées sur plusieurs interfaces auront tendance à « tourner » sous l'effet de gradients de vitesses positifs au sein de ces couches et sur de grandes distances. Ces ondes tournantes seront récupérées par les OBS. Une des propriétés intéressantes de ces ondes tournantes est que leur temps de propagation est très sensible aux caractéristiques physiques du milieu (densité, viscosité, et autre). Ceci permet de relier les arrivées d'ondes réfractées (enregistrées par l'OBS) aux vitesses des ondes dans les milieux traversés après une modélisation des arrivées de plusieurs OBS.

1.2.2. Les instruments utilisés en SGA

Les récepteurs OBS ont un rôle clé dans le développement de cette méthode puisqu'ils permettent d'atteindre de grandes profondeurs (jusqu'à 6000 m soit plus de 600 bars hydrostatiques) et de rester couplé au sol pour que les géophones enregistrent au mieux les vibrations du sol. Des hydrophones sont parfois utilisés comme unique outil d'enregistrement à la place des géophones, les instruments utilisés sont alors appelés des OBH pour *Ocean Bottom Hydrophone*. Dans ce cas, le couplage au sol n'a pas besoin d'être privilégié mais les données peuvent être de moindre précision. Par ailleurs, ces instruments doivent être capables de remonter à la surface après la fin de l'acquisition et sont équipés d'une bouée. Pour cela, ils sont généralement constitués d'une ancre qui peut être libérée à une heure pré-programmée ou d'après un signal acoustique émit depuis le navire. Les instruments de mesure sont classiquement trois géophones (pour les trois composantes XYZ) et un hydrophone. Ce dernier enregistre également le signal utile, et pour les MicroOBS Ifremer, enregistre aussi les communications avec la surface. Accessoirement

ils sont équipés d'un fanion, d'une lampe émettant des flashes réguliers et d'un émetteur radio (type gonio) dans le but de les retrouver plus facilement quand ils ont fait surface. Ces instruments sont utilisés de deux façons différentes, passive et active. La première méthode permet d'enregistrer la sismicité d'une zone en mer et la principale limitation est la durée de vie des batteries. La seconde méthode est celle de la SGA active qui se déroule en trois passages successifs le long d'un profil. Les OBS sont programmés (durée d'enregistrement, date et heure de libération de l'ancre) puis déployés lors du premier passage. Le navire effectue un second passage à vitesse constante sur les positions de déploiement en tractant la source qui émet des ondes basses fréquences. Enfin, un dernier passage est effectué, le navire repasse une nouvelle fois sur ces positions en émettant un signal de libération des ancres spécifiques pour chaque OBS ; ces derniers remontent à la surface (processus qui peut durer plusieurs heures en fonction des profondeurs) puis ils sont repérés par la passerelle à la surface de la mer (étape parfois complexe de jour comme de nuit) et remontés sur le navire. Les données sont extraites de chaque instrument et vont suivre une étape de pré-traitement en vue de leur interprétation qui peut être faite plusieurs mois après la campagne en mer.

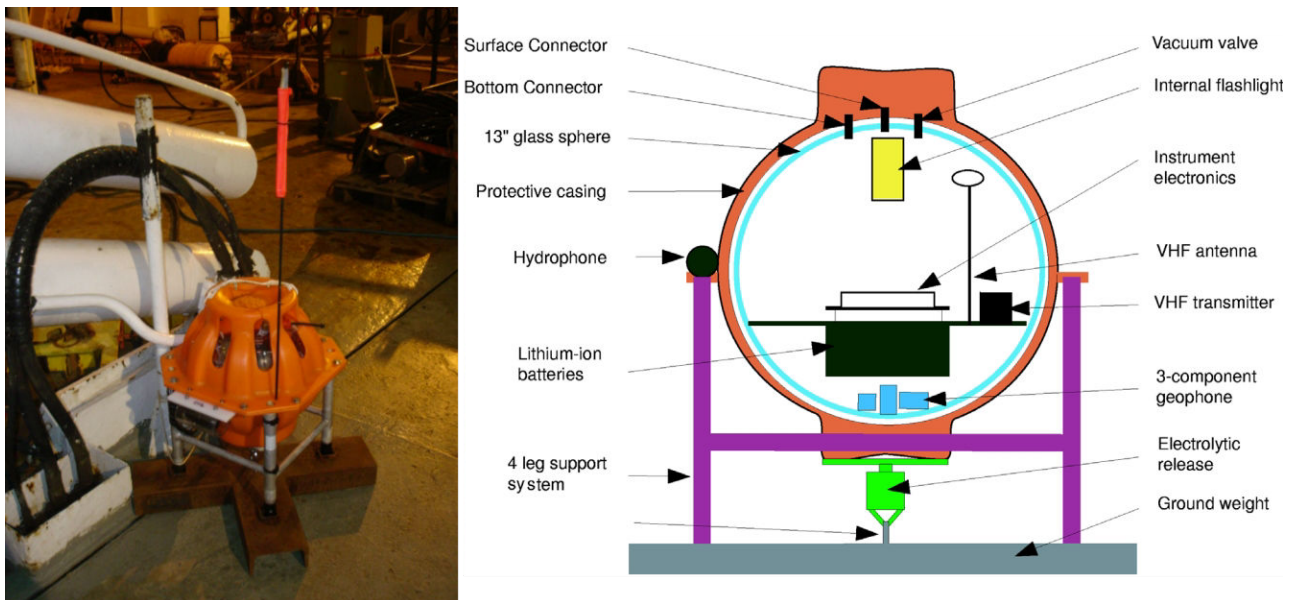


Figure III.5 : Photo d'un MicroOBS sur le pont avant déploiement (à droite) ; Et schéma descriptif de l'instrument, d'après Auffret et al., 2004 (à gauche).

1.2.3. Principe de la modélisation des données de SGA

Les données de sismique grand-angle doivent être interprétées pour chaque OBS, puis modélisées dans le but d'obtenir un modèle de vitesse (des ondes P et/ou S) dans le sous-sol en 2-D ou en 3-D le long d'un ou plusieurs profils. Plusieurs méthodes de modélisation existent, tel que la tomographie des premières arrivées, la modélisation inverse ou encore directe. Durant cette thèse, nous avons choisi d'utiliser les techniques de modélisation des premières arrivées dans un premier

temps, puis d'utiliser une modélisation directe par essai-erreur dans le but d'inclure les arrivées secondaires et les informations conjointes des profils de sismique réflexion.

Le logiciel FAST (*First Arrival Seismic Tomography*) est utilisé pour produire une tomographie en utilisant uniquement les premières arrivées. Il peut être considéré comme une étape préliminaire de la modélisation dite *forward*. Cette méthode permet d'obtenir un résultat assez rapidement et est indépendante des approximations et interprétations de l'utilisateur. Cependant, elle ne permet pas d'observer finement des structures et surtout elle ne peut pas prendre en compte des inversions de vitesses dans le modèle. Cette méthode génère et modifie automatiquement un modèle de vitesse, dans le but d'obtenir un modèle en gradients de vitesses 2D du profil, donnant une idée générale des structures observées en profondeur (**Zelt & Barton, 1999**). L'utilisateur peut alors régler certains paramètres pour l'inversion comme le nombre d'itérations, l'importance des modifications à chaque itération ou encore un paramètre de lissage sur le modèle final.

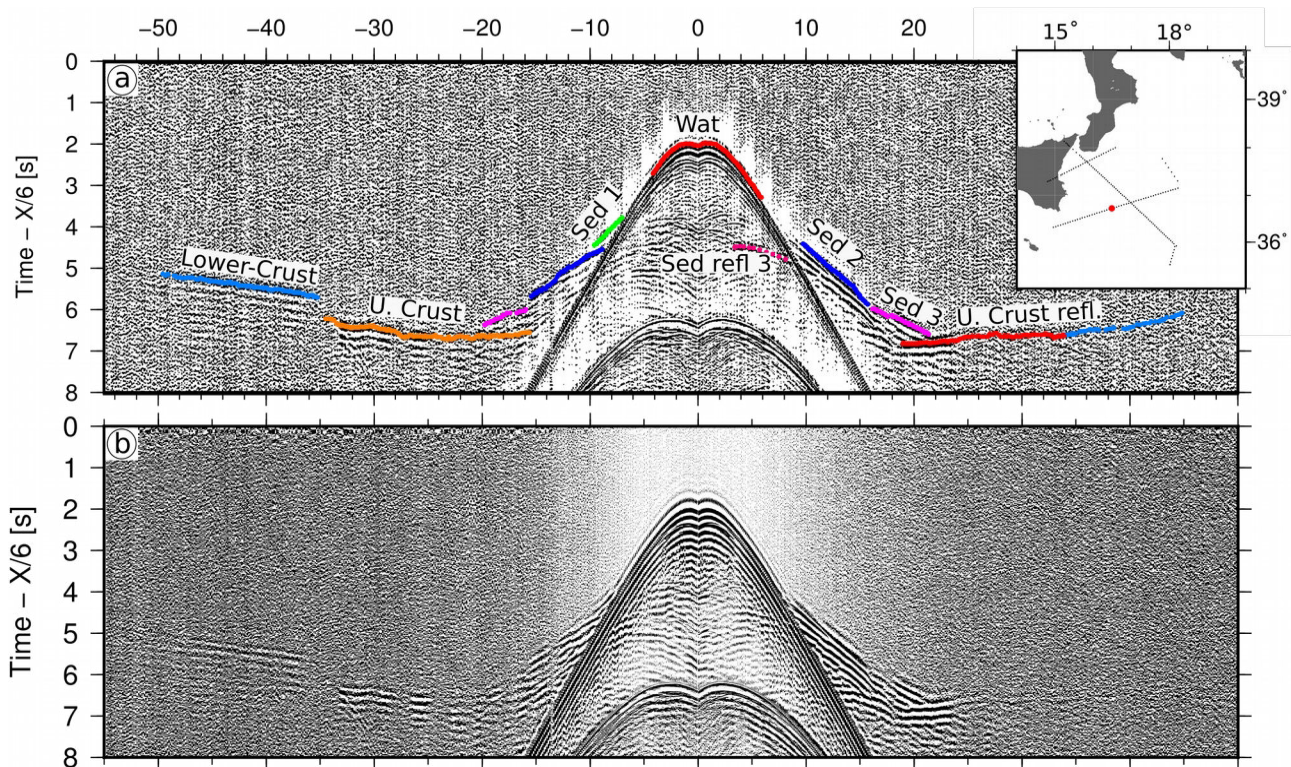


Figure III.6 : Exemple de section OBS (OBS 25 sur long du profil DYP1). Avec son interprétation (haut).

La méthode utilisée dans cette thèse est dite de modélisation directe (ou *forward Modelling* en anglais). Elle vise à produire un modèle de vitesse en plusieurs couches et interfaces qui permet de reproduire les temps d'arrivées observés dans les enregistrements OBS. Ce modèle est produit puis modifié couche par couche (de haut en bas) par l'utilisateur, qui a la possibilité de modifier deux paramètres : la géométrie et les vitesses internes de ces couches. Des rais sont alors propagés

artificiellement dans ce modèle de vitesse et permettent d'obtenir des temps d'arrivée dit prédits (ou synthétiques) pour chaque phase observée dans les enregistrements OBS. Chaque phase identifiée dans les données permettra d'attribuer une nouvelle couche au modèle de vitesse. Les modifications du modèle de vitesse visent alors à minimiser une erreur entre les temps d'arrivées prédites et les observées dans les enregistrements OBS. Après plusieurs étapes essai-erreur, le modèle de vitesse final doit permettre d'obtenir des temps d'arrivée proches de la réalité pour chaque phase. D'autre part, cette méthode permet d'utiliser les données de sismique réflexion afin d'extraire la géométrie des couches superficielles (qui sont le plus souvent sédimentaires).

Chapitre 2: Acquisition et modélisation des données SGA : la campagne DIONYSUS

2.1. La campagne à la mer

Les données utilisées dans cette thèse provenaient de la campagne DIONYSUS qui s'est déroulée en octobre-novembre 2014 à bord du navire océanographique Allemand F/S Meteor pour la campagne océanographique M111. Cette campagne était organisée par quatre instituts Européens : GEOMAR - *Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung* (Kiel, Allemagne), l'INGV - *Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia* (Rome, Italie), l'Université de Bretagne Occidentale (UBO-IUEM-CNRS - France), et l'Ifremer (Centre Bretagne). Cinq profils de sismique grand angle ont été acquis durant cette campagne, associés à une sismique réflexion multi-traces de contrôle et à de la bathymétrie (Figure III.7). Deux profils sont placés perpendiculairement à la marge Est-Sicilienne (DYP1 et DYP3), un autre orienté N-S recoupe les deux derniers (DYP4), un profil est placé dans la plaine abyssale Ionienne (DYP5) et coupe le Sud du profil DYP4, et enfin un court profil est placé dans le lobe Est du prisme d'accrétion (DYP2). Les profils DYP3 et DYP4 se poursuivaient à terre en Sicile. Cette thèse se concentre sur les deux profils perpendiculaires à la marge et à l'escarpement de Malte DYP1 et DYP3. Le profil DYP4 recoupant les deux profils présentés dans cette thèse sera modélisé à Ifremer par Frauke Klingelhofer. Le modèle DYP5 a été modélisé à GEOMAR par Margit Wieprich sous la direction d'Anke Dannowski et Heidrun Kopp. Le profil DYP2 doit aussi être modélisé à GEOMAR.

Les instruments déployés pour acquérir les données de sismique grand angle le long du profil DYP3 étaient 12 OBS de type MicroOBS appartenant à Ifremer (**Auffret et al., 2004**) et 13 OBH (*Ocean Bottom Hydrophone*) appartenant à Geomar. Six stations à terre ont aussi été déployées le long de ce profil appartenant à l'INGV de Rome, pour un total de 25 OBS/H et de 6 stations à terre. Sur le profil DYP1, 52 OBS/H étaient déployés dont 26 OBH et 26 MicroOBS. Les MicroOBS et OBH étaient déployés un sur deux et espacés de 6 km sur les deux profils.

Le long du profil DYP1, les OBS 17 et 33 n'ont pas enregistré de données utilisables pour la modélisation. Les données le long du profil sont relativement de bonne qualité, autant sur les hydrophones que les géophones. Cependant, une forte atténuation des ondes sismiques est connue dans le bassin et a impacté les données enregistrées pendant la campagne. En effet, la présence d'évaporites Messiniennes, en conjonction avec des sédiments fortement déformés dans le prisme d'accrétion, a pour effet de dissiper rapidement l'énergie sismique. Un mauvais couplage des instruments peut aussi expliquer ces fortes atténuations. Il en résulte des sections OBS avec des arrivées difficilement observables après 40 à 60 km d'*offset* sur les sections OBS. Les OBS 1 à 11

sont positionnés sur la plateforme Hybléenne, au-dessus de l'escarpement de Malte, dans de « faibles » profondeurs d'eau (~100 m) ce qui implique de fortes réverbérations et un fort niveau de bruit, ce qui masque quelque peu le signal des premières arrivées. Les OBS 32 à 41 présentent un signal particulièrement atténué par rapport aux autres OBS le long du profil.

Sur le profil DYP3, les OBS 7 et 16 ne sont pas remontés. Plusieurs mois après la campagne, l'OBS 16 a été retrouvé sur une plage Sicilienne, il a été rapatrié au centre Ifremer de Brest. Malheureusement, il n'avait pas enregistré de données utilisables et avait dû refaire surface soit à la date de sécurité, soit avant auquel cas ce serait lié à un problème de largage de l'ancre. Les données sur ce profil sont globalement de moins bonnes qualités que sur le précédent, avec une très faible énergie enregistrée après 40 km d'*offset* sur les sections OBS. Les stations à terre ont permis d'enregistrer des arrivées jusqu'à 120 km d'*offset*, permettant d'obtenir des informations sur la géométrie de la croûte et du Moho (limite entre la Croûte et le Manteau supérieur).

Tous les enregistrements OBS et des stations à terre des profils DYP1 et DYP3 sont présentés en annexe de cette thèse. Les données brutes sont disponibles à la demande sur internet à :

Gutscher Marc-Andre, Kopp Heidrun, Klingelhoefer Frauke (2017). **Raw data from a wide-angle seismic survey in the Ionian Sea and the eastern Sicily Margin**. SEANO. <http://doi.org/10.17882/52435>

2.1.1. Instruments déployés :

Les instruments utilisés étaient 32 MicroOBS produits par la société Sercel et conçu par Ifremer (Auffret et al., 2004). Ces OBS incluent un géophone à 3 composantes pouvant enregistrer des fréquences entre 4.5 Hz à 1 kHz et un hydrophone enregistrant des fréquences de 4 Hz à 15 kHz, pour un même taux d'échantillonnage. Les OBH enregistraient avec un hydrophone (HTI-01-PCA de la compagnie HIGH TECH INC. ; Bialas & Fluech, 1999). Les stations à terre déployées par l'INGV sur le profil DYP3 étaient six stations REF TEK 130S-01 équipées de vélocimètres de courte période (Lennartz LE-3Dlite) dont la période dominante était de 1 s, avec un taux d'échantillonnage de 8 ms (Moretti et al., 2015).

La source déployée sur les deux profils était constituée de deux sous-rangées (*sub-array* en anglais) de 6 canons à air Gi-Guns de la société *Sercel Marine sources division and Seismograph services Inc.* Quand les 12 canons étaient opérés simultanément, ils génèrent un volume de 84 L (5440 in³) à 190 Bars. Les canons tiraient toutes les 60 s sur tous les profils, soit pour une vitesse de 5 nœuds, un tir tous les 150 m.

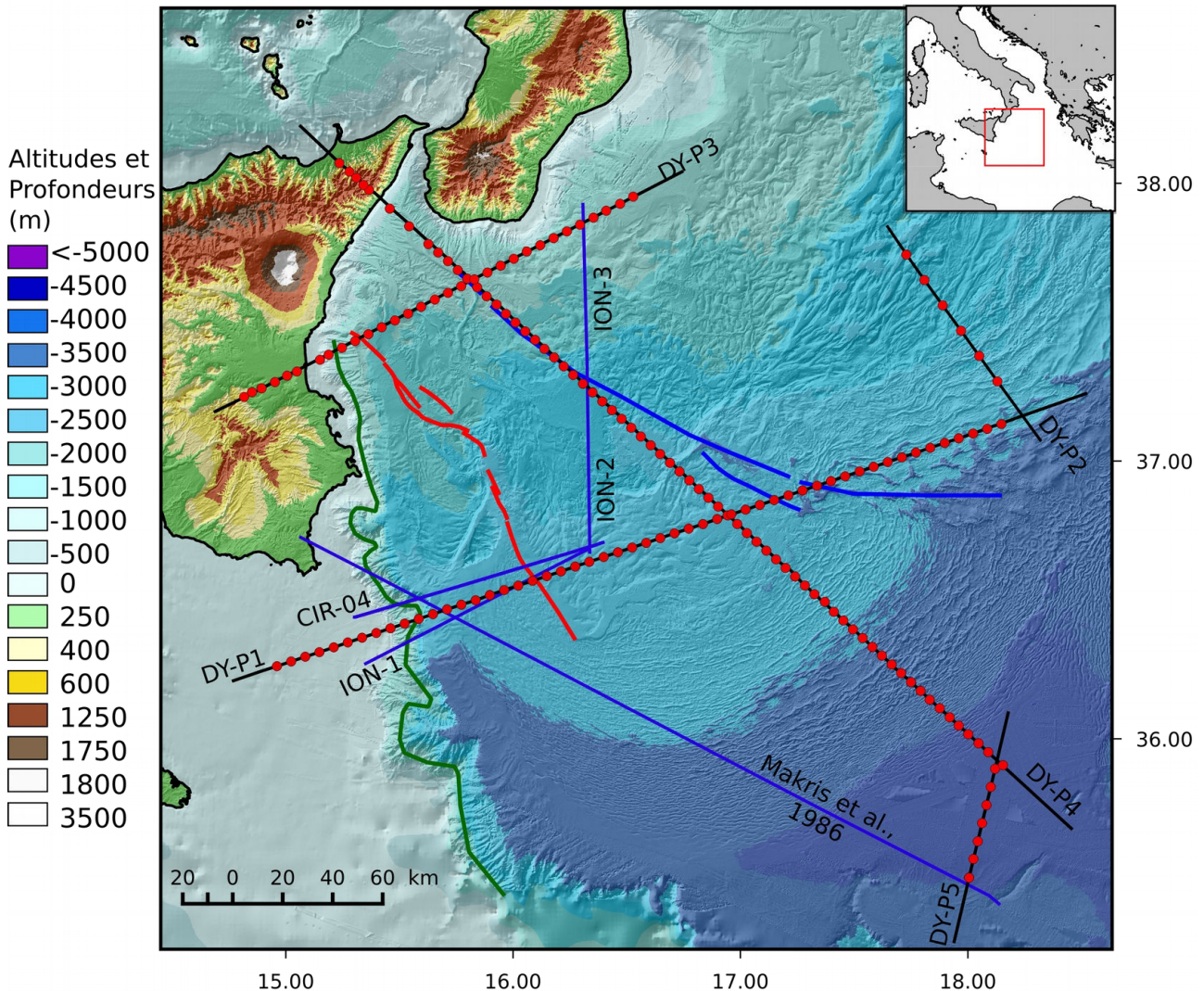


Figure III.7 : Carte de localisation des profils de la Campagne DIONYSUS (profils DY-**). Les profils en bleu correspondent aux : CIR-04 (campagne CIRCEE Figure III.3) ; profils de MCS, ION (Nicolich et al., 2000) ; et profil de SGa (Makris et al., 1986).

2.2. Interprétation et modélisation

2.2.1. Pré-traitements des données de SGa

Les premiers traitements des données de SGa sont effectués à bord, après leur extraction des OBS. Une première correction est effectuée pour corriger la dérive de l'horloge interne de l'instrument (supposant qu'elle est linéaire) par rapport à l'horloge GPS, embarquée sur le navire. Un second pré-traitement concerne la relocalisation de l'OBS sur le fond de l'eau. En effet, la position du largage de l'instrument correspond rarement avec la position réelle de l'instrument sur le fond, notamment à cause des effets des courants durant la plongée (qui peut durer plusieurs minutes à plusieurs heures). Pour relocaliser les instruments on utilise les arrivées de l'onde directe, les temps de propagation de l'onde dans l'eau et la bathymétrie acquise par d'autres méthodes. Les temps d'arrivée théoriques de l'onde directe sont calculés pour une vitesse de propagation dans

l'eau connue. Ce temps est alors comparé à celui observé dans les enregistrements OBS en calculant une erreur RMS entre les deux. La position de l'instrument est alors modifiée de façon pour que l'erreur RMS entre les temps théoriques et observés soit minimale, et ainsi en déduire la position réelle de l'OBS.

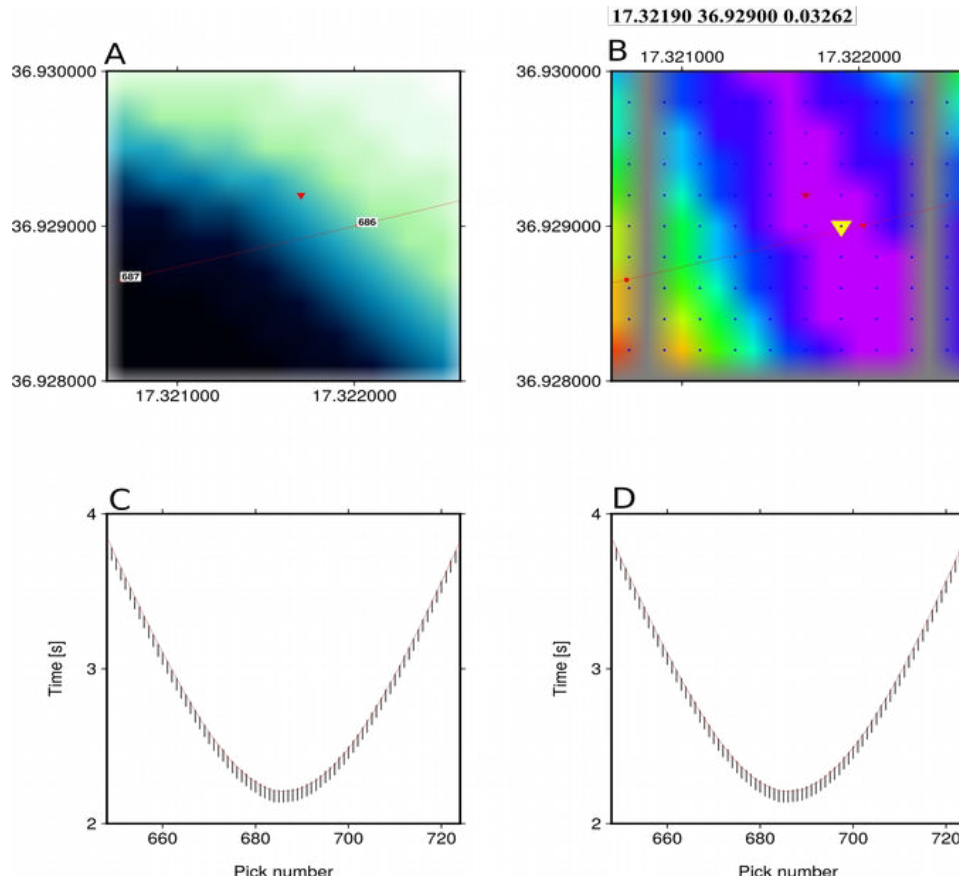


Figure III.8 : Exemple de résultat du calcul de relocalisation de l'OBS 38 sur le profil DYP1. A) Carte bathymétrique autour de l'instrument au déploiement (triangle rouge) et de la localisation des tirs (nombres). B) carte de l'erreur RMS entre temps d'arrivée et prédits pour 100 positions autour du point de déploiement. Le triangle jaune marque la position la plus probable de l'OBS (avec RMS le plus faible). C) et D) Temps d'arrivées prédits (ligne rouge) et pointés (barres noires) pour les positions de déploiement (C) et relocalisée (D).

2.2.2. Interprétation des données de SGA

L'interprétation des sections OBS se fait d'après l'identification de différentes phases sismiques. Les phases sismiques peuvent être définies comme l'ensemble des arrivées d'ondes provenant d'une couche particulière présente dans le sous-sol. Les phases sismiques sont dépendantes des propriétés physiques du milieu traversé par ces ondes, et notamment des vitesses de propagation des ondes P. Ces phases sont observables plus aisément dans une représentation relativement particulière des données. En effet, on utilise en abscisses la distance tir-instrument (*offset*) et en ordonnée un temps de propagation qui est dit réduit. Cette représentation

distance/temps est appelée hodochrone ou dromochrone. Il faut combiner les données brutes et les fichiers de navigation des sources sismiques (dits fichiers de tirs contenant l'heure, la position, la profondeur d'immersion...) pour obtenir des fichiers finaux. Les données combinées sont alors triées pour chaque OBS par tir et par *offset* dans le but d'obtenir un affichage de la distance tir-instrument sur le premier axe des abscisses. L'instrument est positionné à l'*offset* 0 et les traces sismiques de chaque tir sont présentées par rapport à cette position en distance positive et négative (Figure III.9). Le second axe est un temps de propagation, qui est réduit par un facteur de réduction, et calculé selon la formule suivante :

$$Tr = T - \frac{x}{Vr}$$

Équation III.2 : Calcul des temps réduits, avec : Tr = temps réduit T = Temps x = Distance source-récepteur Vr = Vitesse de réduction

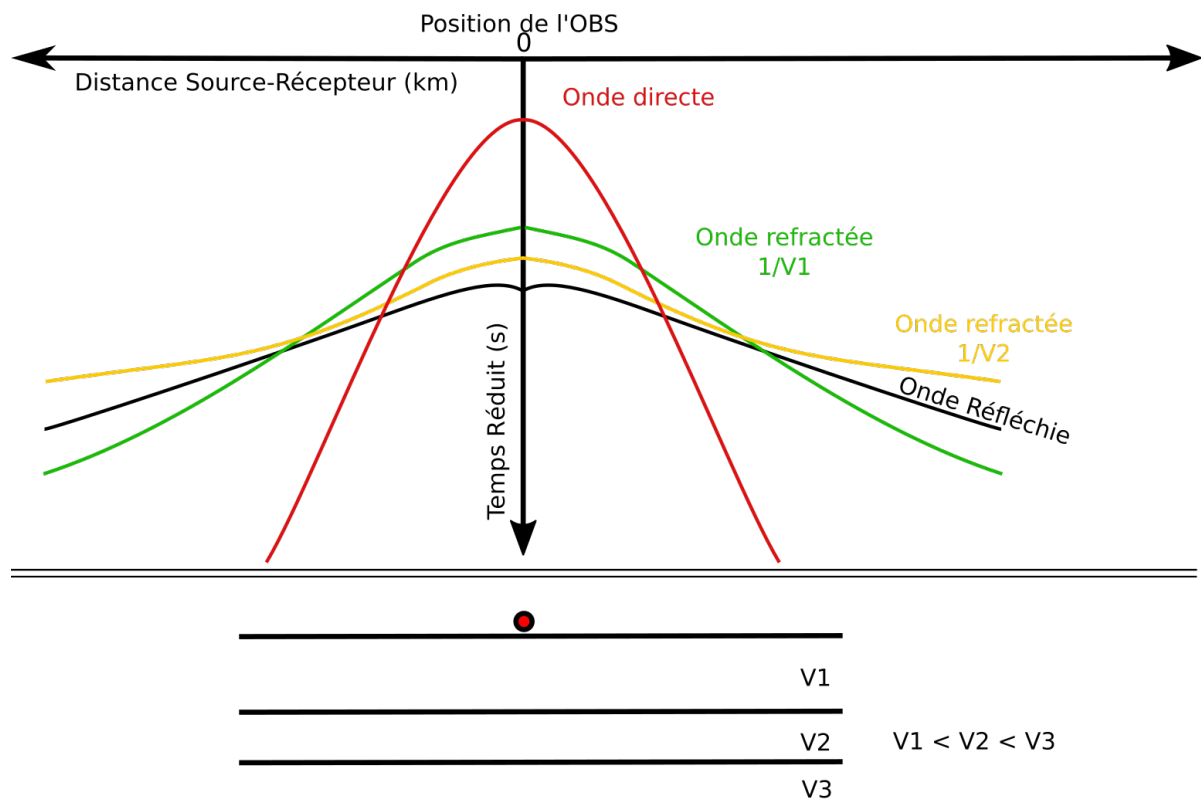


Figure III.9 : Représentation schématique d'une section OBS présentant les courbes dromochroniques d'ondes sismiques (haut) traversant trois couches horizontales avec des vitesses V1 à V3 (bas).

Cette représentation permet notamment d'horizontaliser les arrivées possédant une vitesse proche de la vitesse de réduction. Classiquement, ce paramètre prendra une valeur de 6 à 8 km/s permettant de visualiser plus facilement les arrivées crustales et mantelliques. Dans le but de faciliter leur interprétation, ces données ont parfois été traitées avec des filtres passe-bande, du

blanchiment (de l'anglais *whitening*), une égalisation des amplitudes et un AGC (*Automatic Gain Control*). Durant la période de modélisation de la thèse, les paramètres utilisés pour chaque traitement ont été modifiés en fonction des phases observées et des OBS.

2.2.3. Modélisation avec RAYINVR

Le logiciel RAYINVR utilisé dans cette thèse, permet d'obtenir un modèle de vitesse en 2D par modélisation directe de données de SGA, avec une approche essai-erreur (**Zelt & Smith, 1992 ; Zelt, 1999**). Le logiciel utilisable sous Linux et programmé en Fortran permet tout d'abord de construire un modèle de vitesse en 2D en plusieurs couches. L'utilisateur peut alors modifier un modèle original en jouant sur deux paramètres : la géométrie des interfaces des couches et leur vitesses internes. Ces modifications sont faites par l'intermédiaire de nœuds de vitesse et de géométries différents. Un gradient de vitesses linéaire est alors créé dans les couches dont les vitesses supérieure et inférieures ont été définies. Le logiciel RAYINVR permet de calculer les temps de parcours de rais sismiques traversant le modèle de vitesse, entre le récepteur (position des OBS sur la bathymétrie) et une source (définie par la position des tirs le long du profil). La comparaison des valeurs de temps de parcours théoriques et observés (pointés sur les enregistrements OBS) se fait par le calcul d'une erreur RMS (*Root Mean Square*) permettant de mesurer le meilleur ajustement (ou *fit* en anglais) entre ces deux valeurs, et d'un χ^2 permettant d'observer l'associabilité des deux valeurs.

L'utilisateur modifie alors chaque nœud de vitesse et de géométrie des couches du modèle pour chaque phase observée dans les données OBS, pour améliorer le *fit* entre les deux valeurs de temps et donc de minimiser les erreurs RMS. Le modèle de vitesse est donc construit de haut en bas avec une approche dite de structure minimale (*minimum structure*) garantissant que l'ajout de couches correspond bien à des phases observées dans les enregistrements. Les géométries des premières couches sédimentaires des modèles ont été contraintes par les données de sismique réflexion en utilisant le profil multitraces de forte pénétration CROP-M3 (**Polonia et al., 2011 ; 2016 ; 2017**) pour le DYP1 et de la sismique de contrôle de la campagne DIONYSUS pour le DYP3.

Dans la pratique, le logiciel RAYINVR permet de visualiser le modèle et ses couches traversées par les rais sismiques calculés. Dans la même fenêtre, il trace de façon graphique les temps d'arrivées théoriques et observés, ce qui permet d'avoir un contrôle visuel du modèle. La qualité du modèle est par la suite évaluée avec l'erreur RMS et le χ^2 calculée sur chaque phase utilisée dans la modélisation et un RMS et χ^2 total pour le modèle. De plus, une erreur en *ms* est associée à chaque pointé, pour prendre compte les erreurs commises par l'utilisateur lors du pointé.

Chaque phase possède une erreur sur leur pointé, défini par l'utilisateur et augmentant généralement avec leur profondeur.

2.2.4. *Calculs d'incertitudes sur les modèles de vitesse.*

Les calculs d'incertitudes sur les modèles de vitesse produits par modélisation *forward* des données OBS est décrit plus précisément dans l'article dans les *supporting informations* qui sont présentés dans la Partie IV, 2 de cette thèse. Les modèles finaux sont évalués par des tests statistiques afin de mesurer leur validité. Tout d'abord, les erreurs RMS et Chi^2 présentées précédemment permettent d'obtenir une information sur la qualité d'adéquation entre les phases pointées dans les données OBS et les phases calculées par le modèle. Ces erreurs sont calculées pour chaque phase et pour toutes les phases réunies. La densité de rais par couche (ou *hit count* en anglais) renseigne l'utilisateur sur la quantité d'informations réellement obtenues à partir des données (**Figures S3 et S4** en *supporting informations* de l'article). La résolution quant à elle permet de valider la condition de modélisation dite de « *minimum structure* ». En effet, la valeur de résolution renseigne l'utilisateur sur le nombre de rais validant un nœud de vitesse et de profondeur afin de garantir que le modèle ne possède pas de structure superflue et non contrainte par les données. Une valeur de résolution supérieure à 0.5 permet de conclure qu'un nœud est bien contraint par les données et que son ajout dans le modèle n'est pas superflu (**Figures 8 et 9** de l'article). Des modélisations gravimétriques en 2D ont aussi été réalisées afin de vérifier les modèles de vitesse en utilisant des données externes à la méthode de SGA. Les vitesses de chaque couche sont d'abord converties en densités à partir des relations empiriques de Ludwig et al., 1970. Par la suite, à partir du modèle de densité 2D ainsi créé, une anomalie à l'air libre théorique est calculée puis comparée aux données d'altimétrie satellitaire (voir partie III,3.2).

Des tests statistiques ont aussi été appliqués au modèle. Un F-test permet de comparer deux modèles et de déterminer s'ils sont statistiquement différents l'un de l'autre. Ainsi des modifications ou perturbations ont été apportées aux modèles finaux pour les couches profondes des modèles (qui sont sujettes aux incertitudes les plus fortes). Ces nouveaux modèles perturbés ont été comparés aux modèles finaux par des F-tests successifs (**Figure S1** en *supporting informations* de l'article). Enfin, une méthode relativement récente a aussi été appliquée afin de déterminer les incertitudes sur chaque couche. Cette méthode, appelée *Monte-Carlo* produit plus 50000 modèles de vitesse en perturbant aléatoirement les modèles de vitesse finaux (**Loureiro et al., 2016**). Chaque itération inclue une comparaison des erreurs RMS et Chi^2 à celles des modèles finaux et permet donc d'obtenir une information sur les incertitudes de chaque couche (**Figure S2** en *supporting informations*).

Chapitre 3: Gravimétrie

La gravimétrie mesure, analyse et étudie les variations dans l'espace et le temps du champ de pesanteur de la Terre et d'autres corps du système solaire. Cette méthode a plusieurs objectifs, et notamment celui d'étudier la structure interne de la Terre à plusieurs échelles. En effet, les variations du champ de pesanteur peuvent être reliées aux hétérogénéités de masse et de densité présentes dans le sous-sol, depuis la sub-surface jusqu'au noyau. Cette méthode a été utilisée dans cette thèse dans le but d'étudier la structure crustale de la marge Est-Sicilienne et celle du bassin Ionien afin d'identifier une gamme de profondeurs possibles pour la plaque plongeante Ionienne sous la Calabre.

3.1. Principe de la méthode et calcul des anomalies gravimétriques

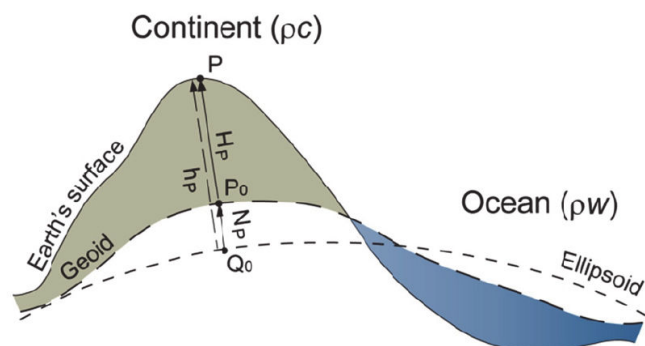
Le champ de pesanteur ne peut pas être mesuré directement, il est donc nécessaire de mesurer l'accélération qu'il produit sur un corps. Différentes méthodes existent, mais toutes vont mesurer simultanément une distance et un temps de façon très précise. Pour cela des gravimètres absolus (utilisant la chute d'une masse connue dans le vide) ou bien relatifs (mesurant l'élongation d'un ressort attaché à une masse) peuvent être déployés à terre pour des mesures ponctuelles. En avion, en mer ou même embarqué sur satellite (par orbitographie), une mesure gravimétrique relative est possible en utilisant des gravimètres spécifiques corrigeant des vitesses de déplacement et des mouvements parasites de ces moyens de transports. Cependant, ce type de mesure est long, coûteux et difficile à mettre en place sur de grandes zones d'étude. Le développement de l'altimétrie satellitaire depuis les années 1970-1980 a permis d'obtenir une couverture et une précision sans précédent dans la mesure du champ de pesanteur sur la totalité des océans. Cette méthode utilise la mesure précise à moins de 5 cm près de l'altitude de l'océan à partir de satellites spécialisés (tels que Topex/Poseidon et Jason-1). En effet la surface de l'océan est une surface équipotentielle, c'est-à-dire une surface où le potentiel de pesanteur est constant. Dans le détail, celui-ci est la somme du potentiel d'attraction gravitationnelle, et du potentiel lié à la rotation de la Terre. À l'échelle du globe, cette surface équipotentielle de pesanteur peut être assimilée à une ellipsoïde de révolution imparfaite et déformée qui est appelée Géoïde (*World Gravity Map*, **Bonvalot et al., 2012 ; Pavlis et al., 2012 ; Andersen, 2010**).

La mesure de l'altitude de l'océan par altimétrie satellitaire permet donc d'accéder à la mesure rapide et précise du géoïde. Techniquement, le satellite émet une onde radar à très haute fréquence (13 GHz) en direction de la Terre, cette onde va alors se réfléchir sur la surface de l'océan et être captée à nouveau par le satellite. La technique repose sur le calcul du temps aller-retour et de l'analyse de la forme d'onde mesurée par le satellite. Après plusieurs passages sur un même point,

l'effet des vagues devient négligeable et sur plusieurs années les effets météorologiques et des marées sont lissés (dépressions et surpressions de tempêtes par exemple). Des bombements ou des creux à plusieurs longueurs d'ondes sont alors observables à la surface de l'océan. Ceci peut alors être directement reliés aux variations topographiques ou massiques du fond de l'océan. La position sur une orbite stable du satellite est garantie par des mesures GPS appuyées par d'autres satellites ainsi que des stations à terre et parfois déployées en Mer.

Le géoïde mesuré par cette méthode représente la « vraie » forme de la Terre et celle qu'elle aurait si elle était recouverte entièrement d'eau. Si la Terre était parfaitement homogène, celui-ci serait un ellipsoïde de révolution déformé par la rotation de notre planète sur elle-même. En réalité le géoïde Terrestre est un *patatoïde* dont la forme est indéterminable mais est contrôlé par la répartition des masses internes. Sur les continents cette surface ne correspond pas à la topographie mais à une prolongation du niveau moyen des océans au repos. L'altitude topographique est alors mesurée en prenant comme référence le géoïde. Le géoïde est une surface équipotentielle, c'est-à-dire que l'énergie potentielle de gravité est la même partout sur le géoïde, mais la valeur de l'accélération de la pesanteur n'y est pas constante. Le vecteur de la force gravitationnelle sera en tout point perpendiculaire à cette surface. Une « bosse » dans le géoïde sera alors interprétée comme un excès de masse à grande longueur d'onde, alors qu'à faible longueur d'onde, les anomalies du géoïde correspondent à la bathymétrie. De plus, il est important de noter que les mesures faites par des gravimètres en mer ou aéroportées ne sont pas exclues par l'utilisation de satellites, notamment parce qu'elles sont toujours d'une bien meilleure précision. Cependant, durant la campagne DIONYSUS, aucune mesure gravimétrique n'a été réalisée à bord.

Figure III.10 : Représentation schématique des surfaces étudiées par la gravimétrie. H_p est la hauteur orthométrique (normale au géoïde en P_0); h_p et N_p sont les hauteurs à l'ellipsoïde et au géoïde.



D'autre part, il est aussi possible de calculer la valeur théorique du champ de pesanteur provenant d'un ellipsoïde de référence calculé pour une Terre homogène et étant au plus proche du géoïde moyen. L'ellipsoïde de référence utilisé est le WGS-1984 (*World Geodetic System*). En comparant cette valeur théorique à celles mesurées (par altimétrie ou provenant de gravimètres

absolue ou relatifs), on peut obtenir des informations sur la structure profonde de la Terre. En effet, les différences entre ces deux valeurs sont appelées des anomalies gravimétriques et elles sont reliées à des excès ou des défauts de masses. Cependant, la valeur théorique est calculée pour un ellipsoïde homogène et entièrement solide ce qui n'est certainement pas le cas pour les valeurs mesurées à partir d'un avion, d'un navire ou même d'un satellite. Des corrections doivent être appliquées à la valeur théorique afin de pouvoir la comparer directement aux valeurs mesurées. (Livre 'Géophysique' Dubois, Diament & Cogné, 4^{ème} édition, publié chez Dunod).

La première des corrections est dite à l'air libre et ne tient compte que de l'effet de l'éloignement entre le géoïde et la surface de mesure, par rapport au centre de la Terre. Cet effet agit de façon à ce que plus la mesure est effectuée loin du centre de la Terre, plus l'intensité du champ de pesanteur va diminuer. On peut aussi noter qu'une correction de latitude doit être appliquée pour tenir compte du fait que la Terre n'est pas parfaitement sphérique, et donc les distances par rapport au centre de la Terre ne sont les mêmes partout. Le terme « d'anomalie à l'air libre » est alors le résultat de la différence entre la valeur mesurée à une altitude/latitude donnée et la valeur théorique corrigée du facteur d'éloignement à cette même altitude. En mer, la mesure est située sur le géoïde et donc à l'altitude 0, donc l'anomalie à l'air libre sera la différence entre la mesure et la valeur théorique à cette latitude. Cette correction est très utile en domaine marin puisqu'elle est relativement bien corrélée à la bathymétrie.

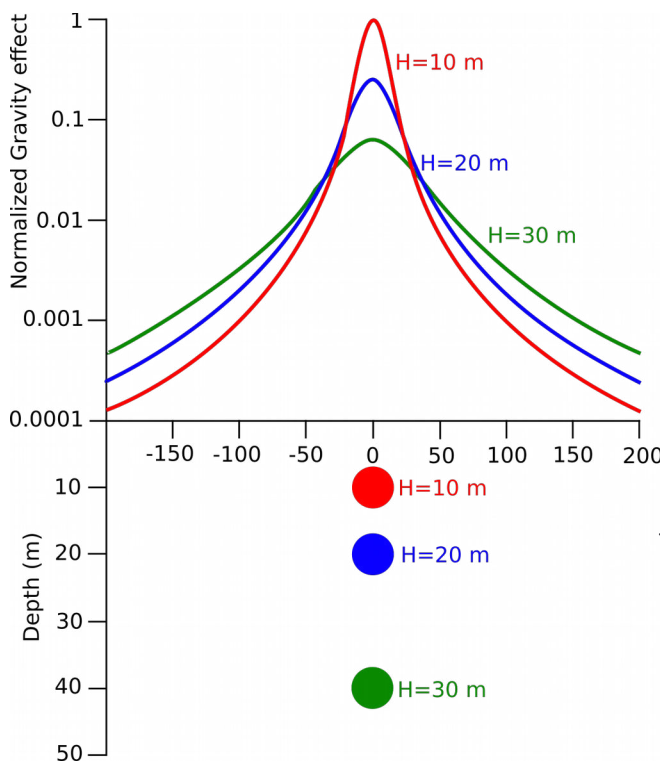


Figure III.11 : Effet gravimétrique d'une sphère de densité homogène à différentes profondeurs. Les valeurs de l'effet gravimétrique sont normalisées à l'effet de la sphère la moins profonde, le plus important. (Pethő Gábor & Vass Péter 2011)

Les mesures gravimétriques prennent en compte toutes les variations de masse se trouvant autour du point de mesure et en profondeur jusqu'au centre de la Terre. L'effet gravimétrique de corps simples, comme celui d'une sphère ou d'un cylindre, peut être calculé pour différentes profondeurs. L'augmentation de la profondeur d'une sphère de densité constante par exemple, provoque un affaiblissement et un élargissement

du signal gravimétrique. Ainsi plus un objet est proche de la surface et plus son signal gravimétrique sera intense et de courte longueur d'onde, et inversement plus cet objet est profond, et plus le signal qui lui est associé sera de grande longueur d'onde et moins intense.

Cependant, cette première correction ne tient pas compte de la présence de matériaux entre les deux surfaces de mesure et géoïde. Pour cela, la correction de *plateau* ou dite de « *Bouguer* » est nécessaire. Elle est appelée ainsi d'après le géophysicien Français Pierre Bouguer (1698-1758) dont les travaux furent pionniers dans ce domaine. Cette correction tient compte de la présence de matériaux solides à terre et en mer entre les deux surfaces. Deux approches existent. La première n'ayant pas accès aux données de topographie et de bathymétrie, elle divise en deux parties la contribution du terrain compris entre le géoïde et la surface topographique. Cette première technique fonctionne assez bien en domaine continental, mais pose problème en domaine marin. En effet, elle consiste en un plateau de hauteur définie, possédant une densité crustale typique (souvent 2.67 g/m^3) et de longueur et largeur infinies. Ainsi une grande partie de l'eau en domaine marin est remplacée par une couche avec une densité bien plus importante. La seconde approche consiste à utiliser les données de topo/bathymétrie (acquises par d'autres méthodes) à la place de ce plateau infini. Cette méthode est très communément utilisée aujourd'hui. La correction de *Bouguer complète* inclut la correction de *terrain* comme la correction de *Bouguer simple*, mais aussi la correction à l'air libre. L'anomalie de Bouguer complète reflétera donc les hétérogénéités de masses en profondeur. Une anomalie de Bouguer complète positive impliquera un excès de masse en profondeur.

3.2. Données gravimétriques utilisées dans la thèse

L'utilisation de données gravimétriques dans cette thèse avait pour but de produire un modèle de densité en trois dimensions, reproduisant l'anomalie gravimétrique à l'air libre observable à l'échelle du domaine continental Sicile-Calabre et d'une partie du bassin Ionien et Tyrrhénien. Pour cela, nous nous sommes basés sur les données d'anomalie à l'air libre et de Bouguer complète provenant de la *World Gravity Map* (WGM-2012), produites par le Bureau Gravimétrique International (BGI) et la Commission de la Carte Géologique du Monde (CCGM) ; **Bonvalot et al., 2012**. Plus précisément, ces cartes disponibles sur le site internet du BGI sont calculées à partir du modèle EGM2008 (*Earth Gravitational Model*) ; **Pavlis et al., 2012**. L'EGM2008 est un modèle en harmonique sphérique du potentiel gravitationnel terrestre utilisant des données provenant de campagnes d'altimétrie satellitaire, de gravimétrie spatiale (orbitographie) mais aussi marine, terrestre et aéroportée. La résolution du modèle est de 1 minute d'arc. Dans les zones les mieux couvertes en données gravimétriques (comme la mer Méditerranée), les écarts du modèle EGM2008

par rapport aux données du géoïde obtenues par des méthodes indépendantes (GPS) sont de ± 5 à ± 10 cm. Les cartes WGM ont été générées en associant le modèle EGM2008 au MNT (Modèle numérique de Terrain) mondial ETOPO1 produit par la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Pour créer des cartes mondiales d'anomalies de Bouguer complètes et d'isostasie, les auteurs ont différencié plusieurs surfaces comme l'atmosphère, la topographie, les océans, les lacs intra-continentaux, les banquises et glaciers auxquels ils ont attribué les densités suivantes :

- Crustale : 2.670 g/m^3
- Mantellique : 3.270 g/m^3
- Eau océanique : 1.027 g/m^3
- Eau douce : 1.000 g/m^3
- Glace : 0.971 g/m^3

Ce modèle calcule une anomalie de Bouguer complète et d'isostasie pour une profondeur de compensation basée sur le modèle d'Airy-Heiskanen, arbitrairement fixée à 30 km sur tout le globe. On peut noter que l'anomalie à l'air libre calculée d'après ce modèle n'est pas affectée par cette dernière décision.

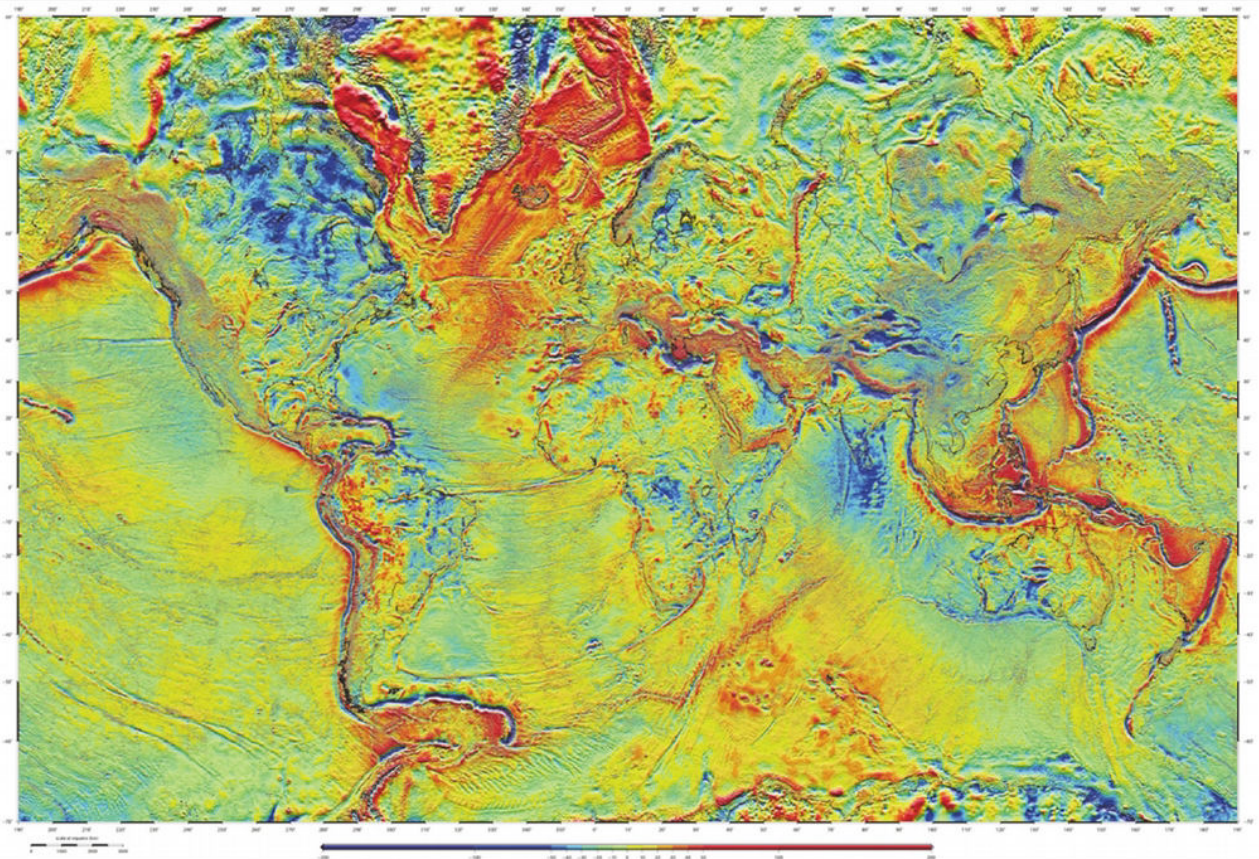


Figure III.12 : Carte mondiale de l'anomalie à l'air libre (WGM-2012, Bonvalot et al., 2012).

Chapitre 4: Modélisations gravimétriques

4.1. Présentation du logiciel IGMAS+

Les modélisations gravimétriques produites dans cette thèse ont été réalisées avec le logiciel IGMAS+ (*Interactive Geophysical Modelling Application System* ; **Schmidt et al., 2010**). Ce logiciel est développé dans un environnement JAVA par une équipe de géophysiciens et informaticiens de l'université de Christian-Albrechts de Kiel en Allemagne. L'équipe développant le logiciel est principalement constituée de Sabine Schmidt, Hans-Jürgen Götze, Christian Plonka, Michael R. Alvers et Liliana Barrio-Alvers. IGMAS+. Elle possède une interface graphique et interactive permettant de modéliser et d'interpréter en 3D des données gravimétriques, magnétiques, magnétotelluriques et sismiques.

4.2. Méthodologie

La méthode de modélisation est la même que celle de la SGA, à savoir une modélisation directe par essai-erreur. Le logiciel utilise des sections en deux dimensions qui seront par la suite interpolées en trois dimensions. Chaque section possède des polygones représentant les couches géologiques et dont les paramètres physiques internes sont paramétrables. Les interfaces entre ces polygones sont modifiables en 2D uniquement, ainsi la géométrie est ajustée par l'utilisateur avec des « nœuds » de profondeur sur les profils. Les polygones peuvent prendre différentes variables physiques, dont la densité et la magnétisation ou susceptibilité magnétique. Par la suite, les polygones de ces sections sont interpolés en trois dimensions, en reliant les interfaces de même couche entre chaque section.

Pour cette étude, nous avons utilisé le paramètre de densité afin d'obtenir un modèle géologique à l'échelle de la Calabre et du Péloritain, dans le but de déterminer l'étendue et la profondeur de la plaque plongeante sous ces blocs continentaux. Le logiciel IGMAS+ a notamment été choisi parce qu'il permet de calculer rapidement une réponse gravimétrique à partir de ces densités en 3D. Les densités sont issues et extrapolées des modèles de vitesse obtenues en SGA, qui ont été converties en densités en utilisant les équations de **Ludwig, Nafe & Drake, 1970** et **Brocher, 2005**. Le logiciel calcule alors la réponse gravimétrique du modèle de densité et permet aussi de calculer une anomalie gravimétrique en 3D.

Le logiciel utilise un système de « stations » réparties sur une grille pour calculer la réponse gravimétrique du modèle de densité. Cette grille se base sur celle des données en entrée. Nous avons utilisé les cartes d'anomalies gravimétriques WGM-2012 (créées à partir des modèles EGM2008, **Pavlis et al., 2012** ; **Bonvalot et al., 2012**) comme données de référence pour les

comparer au modèle. La grille finale était espacée de 10 km, isométrique, et placée artificiellement à une altitude de 3500 m afin d'éviter les interférences avec la topographie montagneuse de la zone d'étude. La carte d'anomalie de Bouguer complète WGM-2012 a aussi été utilisée pour comparer visuellement les résultats obtenus à terre mais ne put être utilisée pour la modélisation finale. En effet, dans la zone d'intérêt principale, des domaines immergés et émergés sont présents et ajoutaient une complexité supplémentaire à la modélisation. Classiquement, l'anomalie à l'air libre est utilisée en mer uniquement parce qu'elle est difficile à interpréter à terre, et de même, l'anomalie de Bouguer est difficile à interpréter en mer. De plus, la localisation du *slab* dans la zone d'intérêt principale est très probablement positionnée au-dessus de la profondeur de compensation (de 30 km). Cette profondeur de compensation est utilisée pour produire la carte d'anomalie de Bouguer complète WGM-2012, et admet une densité homogène sur toute l'épaisseur de la croûte. Pour ces raisons, l'anomalie à l'air libre a été principalement utilisée comme donnée de référence pour la modélisation finale qui inclut donc l'effet de la topographie et bathymétrie.

Cependant, ce type de modélisation ne permet pas d'obtenir une solution unique. En effet plusieurs modèles sensiblement différents permettront d'obtenir une même réponse gravimétrique. Ce problème est inhérent à la méthode de modélisation gravimétrique, et pour pallier celui-ci, nous avons utilisé des données extérieures à la méthode. Les modèles de vitesse de SGA obtenus précédemment dans la thèse ont permis d'obtenir des informations sur la géométrie des couches en profondeur, mais aussi sur les densités de celles-ci. Durant la modélisation gravimétrique, les densités provenant des modèles de vitesse n'ont pas été un paramètre modifié, et ce, dans le but de limiter les incertitudes sur celles-ci. D'autre part, les données de sismique réflexion issues de la littérature ont par exemple permis d'obtenir des informations sur les profondeurs et la géométrie des bassins sédimentaires. La sismicité de la plaque plongeante a aussi été utilisée afin de déterminer la profondeur la plus probable du *slab* dans les bassins Tyrrhéniens et Ionien. Parce qu'ils tiennent compte de ces paramètres extérieurs, les modèles produits ne sont pas entièrement fidèles à l'anomalie à l'air libre observée, qui elle tiendra compte de variations (de densité notamment) plus fines à l'intérieur même des couches.

4.3. Modèles utilisés

Différents modèles géologiques de densité ont été testés dans le but de reproduire l'anomalie à l'air libre observée à l'échelle du bassin. Ces modèles mesurent tous 100 km isométriques et sont étendus de 1000 km dans toutes les directions (sauf haut et bas) dans le but d'éviter les effets de bord. Quatorze profils en 2D ont été utilisés pour réaliser cette modélisation (**Figure III.13**). La zone d'intérêt principale est fixée entre les sections ST au Sud et GH au Nord, avec comme section

centrale le profil A2B2, correspondant au profil DY-P3 de SGA. Au-delà de ces sections (ST et GH), soit la profondeur de la plaque plongeante est déjà relativement bien connue (Maesano et al., 2017) et ce sont d'autres paramètres qui influenceront les anomalies gravimétriques ; soit nous ne pouvons pas obtenir d'informations suffisantes sur les structures profondes et crustales. Cependant, la modélisation des zones externes à la zone d'intérêt (au-delà de 100 km depuis la section A2B2), bien qu'approximative, était essentielle pour limiter les effets de bord dans un premier temps. Dans un second temps, la modélisation de ces zones a aussi permis de comparer plus aisément l'évolution de l'anomalie à l'air libre à celle calculée par IGMAS+, en trois dimensions dans de la zone d'intérêt.

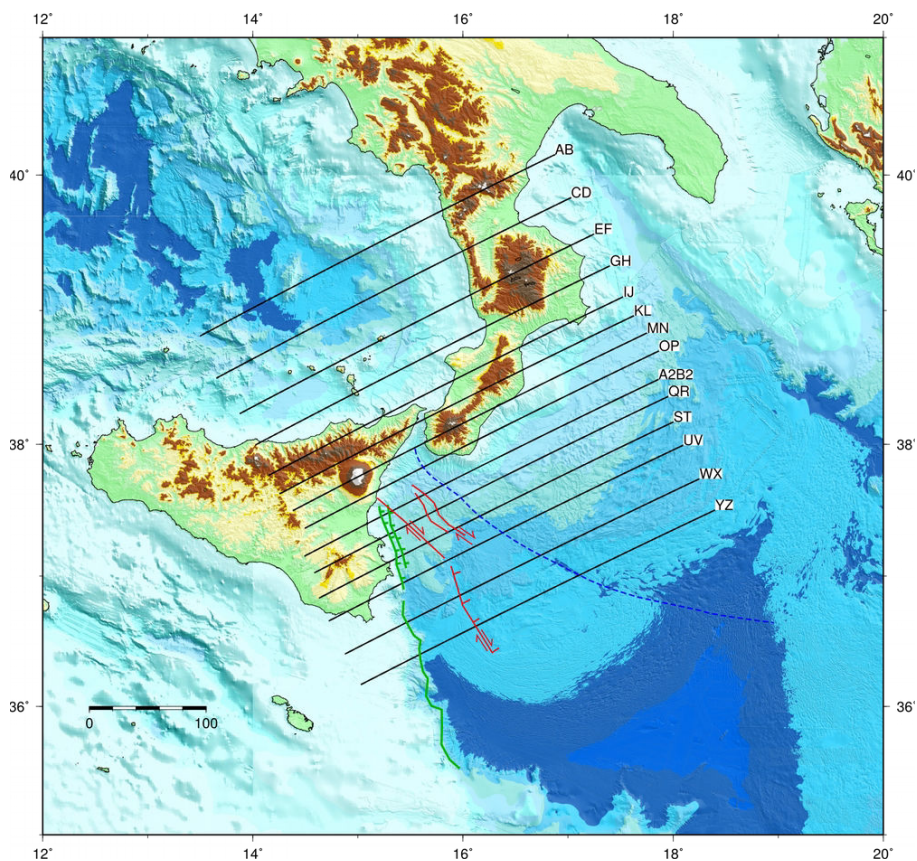


Figure III.13 Carte du bassin Ionien positionnant les profils de bathymétrie utilisés dans le modèle de densité sur IGMAS+. Les structures majeures du bassin sont positionnées en couleur, escarpement de Malte (vert), AFS (rouge), IFS (bleu). L'échelle noire et blanche est en kilomètres.

Dans le but d'identifier la profondeur de la plaque plongeante sous la Calabre et le long du modèle de vitesse DYP3, trois modèles de densité différents ont été testés. Le premier positionne le toit de la plaque plongeante juste sous la discontinuité du Moho de la Calabre. Le second exagère la position de la plaque plongeante pour observer la réponse gravimétrique du modèle avec une

profondeur de *slab* plus importante que celle observée par d'autres méthodes dans la littérature. Enfin, le dernier modèle positionne la plaque plongeante Ionienne à une profondeur issue de la littérature et de données de tomographies et de sismicité (Selvaggi & Chiarabba, 1995 ; Spakman & Wortel, 2004 ; Chiarabba & Palano, 2017 ; Barreca et al., 2016 ; 2018).

Chaque section comprend sept à neuf couches différentes (Figure III.14), de haut en bas :

- ▶ Une couche dite « *Top* » recouvrant la totalité du modèle avec une densité de 0.000 g/cm³.
- ▶ Une couche d'eau de densité 1.000 g/cm³.
- ▶ Une couche de croûte supérieure pouvant prendre deux densités différentes en fonction de la croûte étudiée, et pouvant apparaître sur une même section :
 - Croûte supérieure Sicilienne avec une densité de 2.630 g/cm³.
 - Croûte supérieure Calabraise avec une densité de 2.580 g/cm³.
- ▶ Une couche de croûte inférieure prenant aussi deux densités différentes en fonction de la croûte étudiée :
 - Croûte inférieure Sicilienne avec une densité de 2.870 g/cm³.
 - Croûte inférieure Calabraise avec une densité de 2.880 g/cm³.
- ▶ Deux couches différentes de manteaux lithosphériques continentaux ont été utilisées dans les bassins Ionien (de densité 3.330 g/cm³) et Tyrrhénien (à 3.220 g/cm³).
- ▶ Une couche de croûte océanique apparaissant sur toutes les sections possédant des densités de 3.350 g/cm³.
- ▶ Une couche de manteau lithosphérique océanique avec une densité de 3.350 g/cm³.

Le logiciel permet d'importer des images et de les représenter en 2D dans le modèle 3D. Ces images peuvent notamment être des profils sismiques où tout autre donnée géo-référencée. Cette fonction nous a permis de rentrer des informations extérieures à la modélisation, telles que des coupes de la bathymétrie et de sismicité. Le logiciel permet aussi d'extraire ces informations à partir d'une grille bathymétrique en entrée, mais cette étape est réalisable uniquement au début de la création du modèle et n'est plus disponible par la suite. Pour cette raison, la bathymétrie par exemple a été extraite le long de coupes parallèles en utilisant GMT (Generic Mapping Tools ; Wessel & Luis, 2017), puis elle a été intégrée dans IGMAS+ par digitalisation. Cette technique permet par ailleurs de limiter le nombre de modifications faites sur chaque nouvelle section et limite ainsi les erreurs de digitalisation. En effet le logiciel dispose d'une fonction de copie et de décalage

d'une section donnée. Cette section ainsi copiée sera par la suite modifiée pour correspondre aux nouvelles variations des couches bathymétriques, sédimentaires, crustales puis mantelliques.

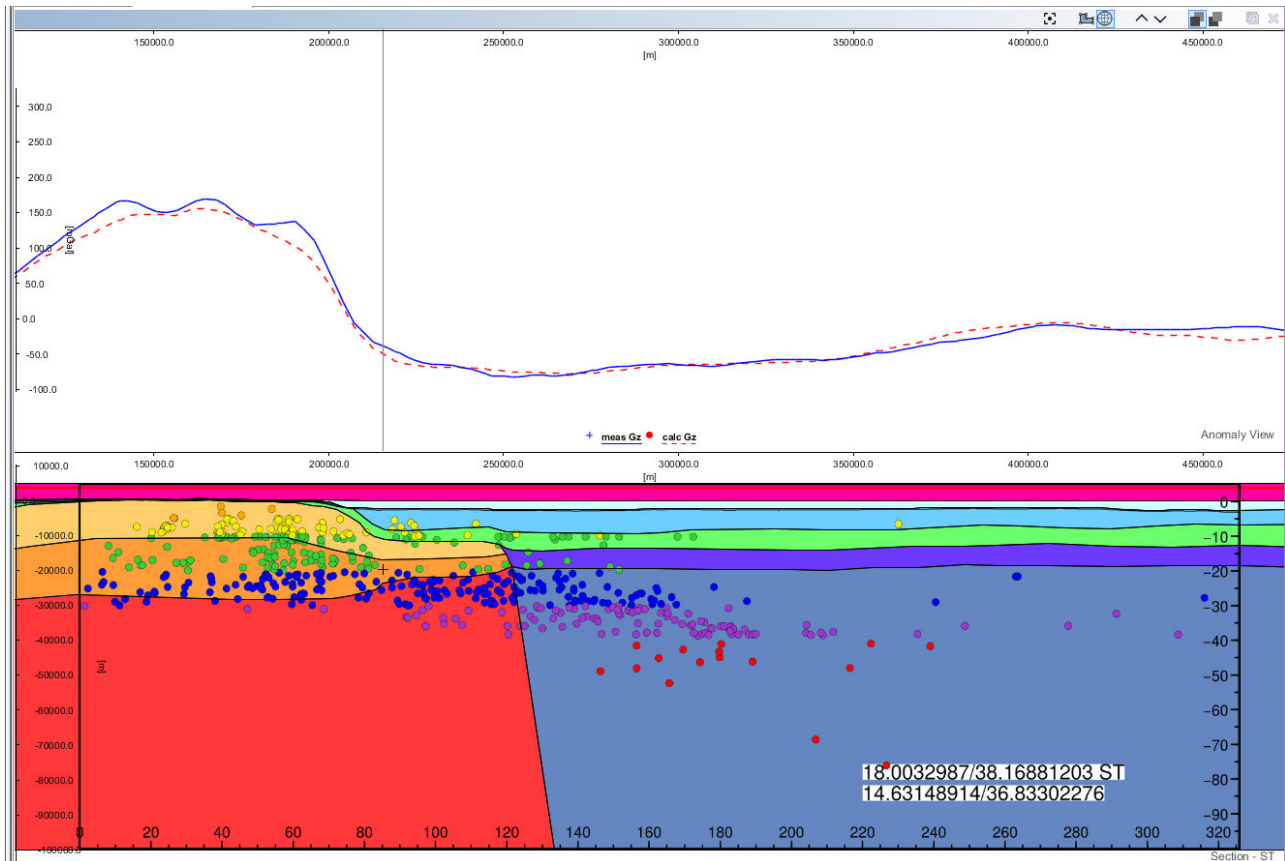


Figure III.14 : Exemple de la section ST utilisée pendant la modélisation dans IGMAS+.

Après interpolation des sections 2D en 3D, le logiciel calcule la réponse gravimétrique du modèle de densité. La modification des couches crustales et sédimentaires en profondeurs se fait suivant une méthode d'essai-erreur et suivant les précédentes études de la structure profonde du bassin Ionien, des blocs continentaux Sicile-Calabre (**Voir Partie II, 2** pour les références) et du bassin Tyrrhénien (**Barreca et al., 2018 ; Scarfi et al., 2018 ; Prada et al., 2014 ; 2015 ; 2016 et 2018**). Les bassins sédimentaires ont été modélisés en prenant en compte les résultats obtenus par des études précédentes utilisant plusieurs méthodes (**Casalbore et al., 2017 ; Minelli and Faccena, 2010 ; Gallais et al., 2012 ; Polonia et al., 2011 ; 2016**).

Chapitre 5: Modélisations analogiques du prisme d'accrétion

Durant la thèse, des modélisations analogiques ont été réalisées en collaboration avec l'université de Montpellier et avec l'aide de Stéphane Dominguez et de Jacques Malavieille. Ces modélisations avaient pour but de tester différentes hypothèses concernant la construction et l'évolution cinématique du prisme d'accrétion Calabrais. Ces hypothèses sont basées sur différentes observations réalisées à partir des données de bathymétrie. Celles-ci montrent un mouvement régional dextre qui serait peut-être lié à l'expression en surface de la faille STEP. Ces résultats font l'objet d'un chapitre d'ouvrage (**Gutscher et al., 2018**) qui paraîtra au cours de la fin d'année 2018 et sera incluse dans le livre de recueil de publications : *Transform plate boundary book* édité par Joao Duarte et publié par *Elsevier*.

5.1. Modèle de mouvements différentiels des backstops

Une première expérience a permis de tester si des mouvements différentiels des butées (*backstops* en anglais) Calabrais et Péloritain (aujourd'hui observés dans les vitesses GPS ; **Ventura et al., 2014** ; **Serpelloni et al., 2007**) sont à l'origine de la segmentation en deux lobes distincts du prisme d'accrétion, comme cela avait été évoqué précédemment (**Polonia et al., 2011**). Après un raccourcissement homogène sur deux *backstops* de tailles différentes (24 et 40 cm) et de 60 cm en 19 minutes ; une avancée supplémentaire de 22 cm est appliquée manuellement au plus grand des deux (**Figure III.15**). Ces *backstops* représentent le Péloritain (petit) et la Calabre (grand). Ils ne permettent pas l'échappement de matériel, sauf sur deux ouvertures de 8 cm de chaque côté des deux butées réunies. Le prisme en lui-même était constitué d'un néo-prisme sur les butées, puis de plusieurs couches de sable peu cohésif devant eux. Ces couches ont été sédimentées sur une fine couche de micro-billes de verre permettant d'obtenir une basse friction basale.

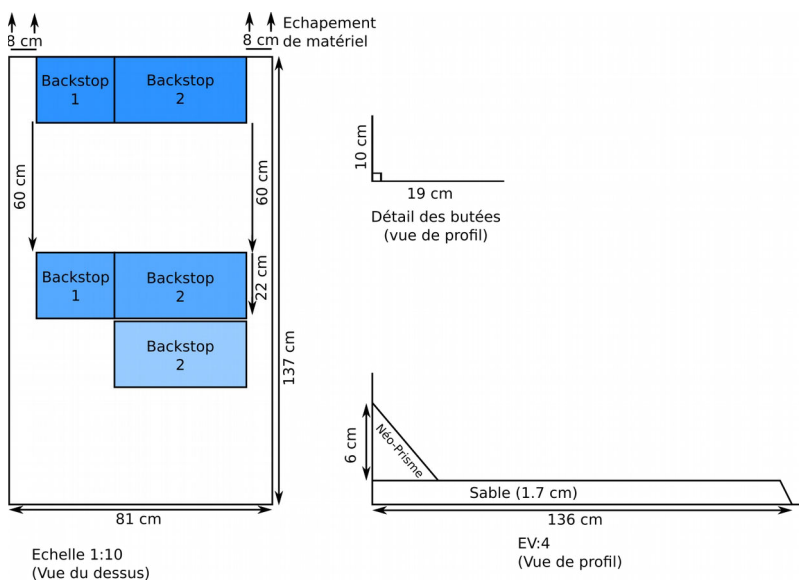


Figure III.15 : Schéma de la première expérience avec les deux butées aux mouvements différentiels.

5.2. Modèle avec deux rhéologies

Une seconde expérience a été menée afin de déterminer l'origine de failles de glissement (*slip-lines* en anglais), nommées ainsi d'après les observations des données de bathymétrie où de fines et longues structures de décrochement sont observables dans le prisme évaporitique externe. Ces *slip-lines* convergent vers la fin du bassin allongé et de l'AFS qui semble en être à l'origine (Figure III.16). Cette expérience permet aussi de vérifier l'hypothèse d'indentation du prisme interne dans le prisme externe. Ainsi, un prisme interne clastique (constitué de sable) néo-formé était disposé devant une couche de silicone surmontée d'une couche de sable et d'une très fine

couche de poudre d'une silice (permettant d'enregistrer les déformations en surface). La couche de silicone, dont la rhéologie est visco-élastique, permet de simuler le comportement des évaporites.

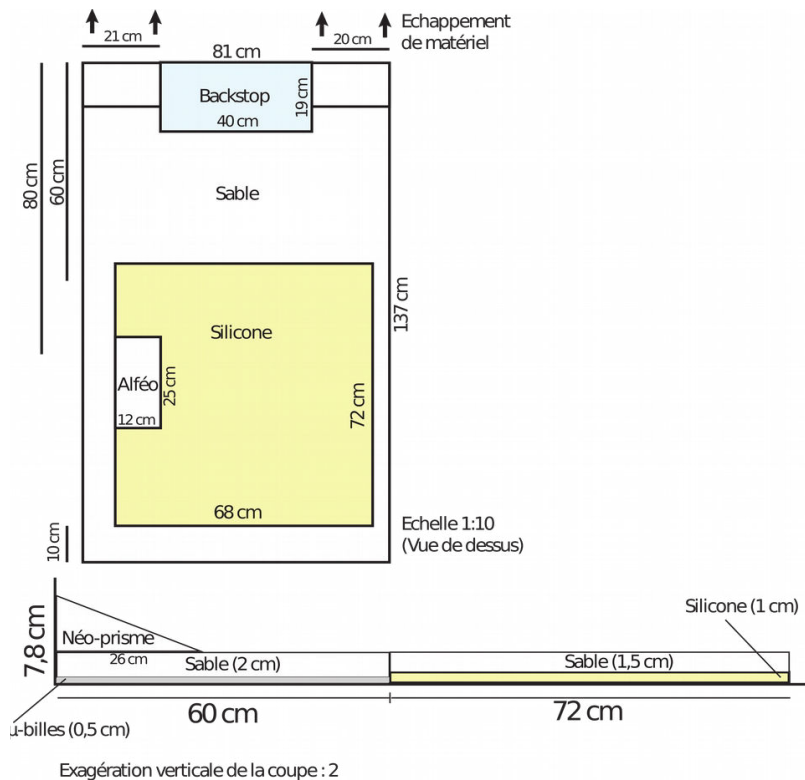


Figure III.16 : Représentation schématique de la seconde expérience.

Un seul large *backstop* a été utilisé pour cette expérience, et 20 cm de zone d'échappement du matériel ont été positionnés sur les bords de la butée. Une plaque d'une faible épaisseur a aussi été positionnée sur le bord gauche de l'expérience afin de simuler l'effet du mont sous-marin Alfeo sur l'évolution du prisme.

Chapitre 6: Sismicité du bassin Ionien

Après un séisme se produisant sur une faille, il est possible de déterminer plusieurs informations sur le séisme en analysant les enregistrements des sismomètres sur un réseau. Ces informations sont notamment : le *foyer* (ou un *hypocentre*) qui est le point où a lieu le début de la rupture, qui est donc la localisation géographique en profondeur de ce point, un épicycle qui n'est qu'une projection de cette position sur la surface topographique sans la composante de profondeur, et une magnitude qui correspond à l'intensité de la secousse. Au moment de la rupture sur la faille, plusieurs ondes sont générées. Celles-ci seront captées par les sismomètres d'un réseau : les ondes P (Premières, de compression-dilatation du milieu) sont captées en premier, puis ce sont les ondes S (Secondes, de cisaillement et souvent destructrices), puis les ondes de Rayleigh et enfin Love peu de temps après. Les données de sismicités de la Méditerranée centrale, utilisées et présentées dans cette thèse, proviennent de différents réseaux et instituts qui ont déjà fait le travail d'analyse des données des sismomètres. Les résultats sont archivés et mis à disposition des chercheurs et du public dans des catalogues des événements disponibles sur internet.

6.1. Cartes des hypocentres des séismes

Les cartes de sismicité présentées dans cette partie ont été réalisées en utilisant les données de localisation des hypocentres provenant de l'INGV et de l'USGS et du logiciel QGIS (version 2.14.3 Essen). Les données de bathymétrie présentées dans ces cartes proviennent de sources différentes :

- ▶ Pour le bassin Ionien, compilation publiée par **Gutscher et al. 2017**
- ▶ SRTM, NASA, *Earth Science Data and Information System (ESDIS) project* provenant du *Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC)*
- ▶ EMODnet Bathymetry Consortium. (2016). EMODnet Digital Bathymetry (DTM). <http://www.emodnet-bathymetry.eu/>

Le catalogue sismologique de l'USGS a été légèrement filtré entre les années 1980 et le mois de juillet 2018 pour des séismes de magnitude supérieure à 2.5 ; ainsi que celui de l'INGV entre 1985 et le mois de juillet 2018 et pour des magnitudes supérieures à 2.0. Les deux catalogues ont été filtrés géographiquement pour ne garder que les séismes se produisant en Méditerranée centrale et occidentale. Les catalogues locaux de l'Etna et Sicilien proviennent du réseau de l'INGV-Catane qui a enregistré la sismicité sur un période de 1985 à 2017. Les catalogues enregistrant la sismicité régionale proviennent aussi de l'INGV Italien et notamment du programme ISIDE (*Italian Seismological Instrumental and Parametric Data-Base*) et de l'USGS (*earthquakes catalog* provenant du *Earthquake Hazard Program*). Ces catalogues, acquis à partir de réseaux locaux et

régionaux, sont les plus complets possibles sur des périodes de temps relativement longues. Le but est d'observer si des structures sont actives préférentiellement à d'autres sur cette période instrumentale. Une limite de cette méthode est liée à la précision de la localisation des hypocentres (surtout en profondeur) qui peut être difficile pour des séismes se produisant loin des continents abritant des sismomètres permanent. En effet, on peut observer sur ces cartes (**Partie IV, sous-partie 3**) que la sismicité est de plus en plus diffuse en s'éloignant des côtes. Cette observation peut s'expliquer par un biais instrumental, et le manque de stations en mer récoltant des données provenant de ces zones immergées, qui pourrait aider pour la localisation de ces événements. Par ailleurs, les magnitudes des séismes se produisant loin des instruments paraissent artificiellement plus grandes, puisque les petits séismes ne sont pas captés par des instruments lointains. Il est tout de même important de souligner que les deux catalogues utilisent les mêmes magnitudes (M_d) et sont donc comparables. La magnitude est basée sur la durée du séisme. Elle est calculée d'après les enregistrements des stations sismologiques lointaines qui sont, pour la plupart, analogiques et ne permettent pas de calculer une magnitude de moment. Cette dernière est plus précise et utilise des tenseurs du moment sismique, mais elle est plus longue et difficile à calculer, c'est pour cela qu'elle est souvent calculée pour les séismes à forts impacts.

Les coupes présentées dans cette thèse ont été produites en utilisant GMT pour les données de compilation bathymétrique (Gutscher et al., 2017). À l'exception de la coupe A1B1, les données de localisation des hypocentres proviennent de l'INGV uniquement (afin d'éviter cette duplication des événements). La coupe A1B1 présente la sismicité de la plaque plongeante en utilisant les deux catalogues INGV et USGS combinés afin d'avoir un maximum d'information à de grandes profondeurs sous le bassin Tyrrhénien. Les coupes A1B1 et C1D1 incluent les séismes se produisant à moins de 20 km de leur profil respectif, alors que les coupes E1F1 à E6F6 incluent les séismes se produisant à moins de 10 km.

6.1.1. Limites de la méthode de représentation

Le long de la marge Est-Sicilienne et des structures majeures observées en SGA, le plus gros séisme enregistré dans le catalogue de l'USGS se produisit le 13 décembre 1990, avec une magnitude de 5.6 et à une profondeur de 11,1 km. Ce séisme est localisé au pied de l'escarpement de Malte, à 30 km au Nord-Ouest de Syracuse, et est visible sur la coupe E2F2 présentée dans les figures de la **Partie IV, sous-partie 3**. Ce séisme a aussi été identifié et localisé à la même position par les réseaux de l'INGV, mais la magnitude qui lui est associée est plus faible, 4.7, et à une profondeur de 5.0 km. Cette dichotomie entre les deux interprétations d'un même événement, illustre bien la difficulté qu'ont les sismologues pour déterminer en profondeur l'hypocentre d'un

séisme se produisant loin des sismomètres. Cette profondeur est calculée en essayant de localiser le point de rupture initial. Cependant, quand la localisation du séisme en profondeur est trop peu contrainte par les données, une valeur fixe de référence est utilisée par les programmes de localisation, elle peut être de 33, 10 ou 5 km par rapport à zéro de l'océan, ou bien de l'altitude de la station qui a enregistré le signal du séisme. Les figures présentées en partie IV contiennent donc des événements en double pour des séismes de moyenne à forte magnitude (supérieure à 4). Ces doublons sont peu nombreux en comparaison aux événements manquants dans le catalogue de l'INGV et concernant les séismes se produisant en dehors de l'Italie, et qu'il est tout de même intéressant d'observer (mer Tyrrhénienne, Grèce, Nord Lybie...). Or, même si les profondeurs et magnitudes calculées dans les deux catalogues sont différentes, les localisations géographiques sont très similaires pour la majorité des événements.

6.2. Cartes des mécanismes au foyer

Les mécanismes au foyer utilisés dans la thèse ont été calculés par l'INGV de Rome et Catane et proviennent des catalogues TDMT et RCMT, dont les séismes ont été enregistrés durant la période de 1976 à 2014. Un autre catalogue de mécanismes au foyer a été utilisé et provient du *Sismoweb* de l'INGV pour des séismes avec une magnitude comprise entre 2.7 et 4.8, et qui se sont produits sur la période de 1999 à 2011 (Scarfi et al., 2013).

6.2.1. Interprétation des mécanismes au foyer

Quand un grand séisme survient, l'observation des premières arrivées d'ondes P permettent de déterminer si l'onde mesurée était en compression ou en dilatation. C'est-à-dire que le premier mouvement généré au foyer par le séisme en profondeur est soit une compression du milieu (et donc dirigée vers l'extérieur du foyer), soit une dilatation du milieu (dirigée vers le foyer). En analysant un grand nombre de sismogrammes provenant de stations réparties autour de l'épicentre, les sismologues se sont aperçus que les zones en compression et en dilatation pouvaient être réparties sur quatre cadrans opposés. Les deux plans séparant les quatre cadrans sont appelés plans nodaux. Ces plans sont perpendiculaires l'un de l'autre, et si le premier correspond au plan de faille, alors le second est le plan dit auxiliaire. Ce travail de détermination des plans et des cadrans est réalisé en 3D sur une sphère focale. Pour utiliser ces informations sur une carte, il est plus facile de travailler avec une coupe en 2D de la sphère focale, qui est réalisée le long d'un plan équatorial à celle-ci et qui permet d'apprécier les zones en compression (colorées) et les zones en dilatation (blanches). Sur une carte, ces mécanismes au foyer permettent de localiser le plan de faille (différencié du plan auxiliaire en fonction de la géologie de la zone) et de déterminer les directions de mouvement lors

du séisme, ainsi que la nature de la faille qui y est associée (faille de cisaillement, normale ou inverse).

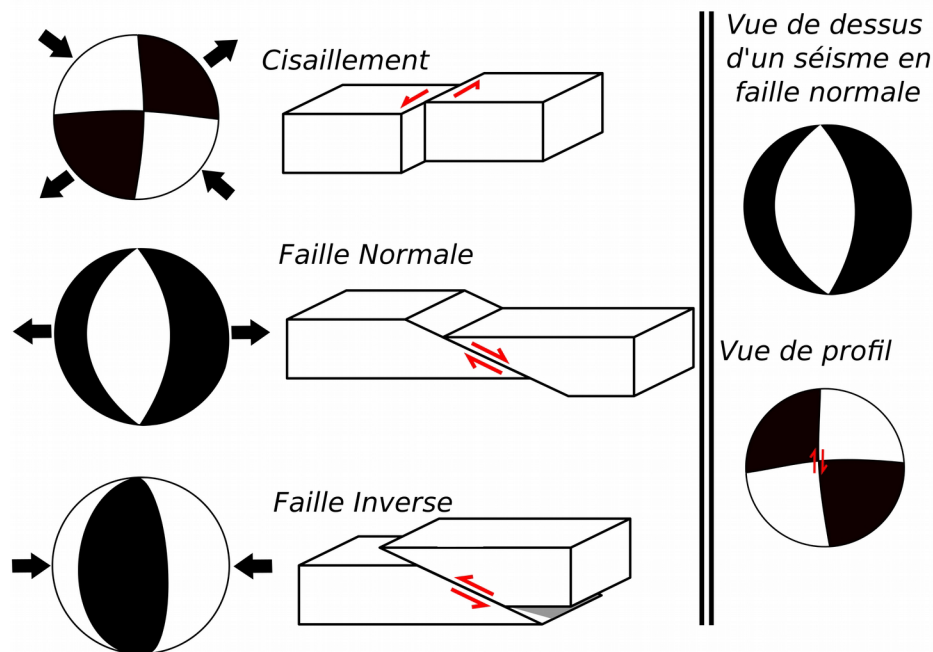


Figure III.17 : À gauche, représentation des sphères focales de séismes purement cisailant, normal ou inverse. À droite : vues de dessus et de profil d'une même sphère focale pour un séisme en faille normale.

6.2.2. Calcul et incertitude des mécanismes au foyer

Le calcul des mécanisme au foyer a été réalisé par l'INGV de Rome et de Catane, pour des séismes qui ont été localisé à moins de 60 km de profondeur. Si sa magnitude est suffisante, un seul séisme peut être observer sur plusieurs stations différentes. Pour cela, les catalogues utilisés pour les calculs des mécanismes au foyer utilisent uniquement les séismes dont la magnitude était supérieure à 2,7 (Scarfi et al., 2013). Chaque séisme est localisé géographiquement en fonction des temps d'enregistrement sur chaque station (modèle de vitesse 3D et triangulation). Pour le catalogue étudié, les erreurs de localisation associées à chaque séismes sont de 0.5 ± 0.4 km et 0.6 ± 0.5 km respectivement pour les coordonnées horizontales et verticales (Scarfi et al., 2013). Les formes d'onde et notamment la polarité de la première arrivée de l'onde P est analysée en utilisant le logiciel *FPFIT* (Reasenberg and Oppenheimer, 1985). Ce logiciel permet alors de déterminer deux plans de failles (plans nodaux) qui permettent d'expliquer au mieux les arrivées calculées dans le modèle de vitesse, ainsi que les polarités observées. Une incertitude est aussi calculées par le logiciel, sur les paramètres de ces plans (*strike*, *dip*, *rake*) et seuls les mécanismes au foyer restant dans un intervalle de confiance de 90 % sont sélectionnés (Scarfi et al., 2013).

Partie IV: Résultats

Chapitre 1: Modèles de vitesse obtenus par SGA

Les modèles de vitesse obtenus par modélisation des données de sismique grand-angle font l'objet d'un article publié dans le *Journal of Geophysical Research*, paru en février 2018. Les résultats présentés dans cet article permettent de discuter des hypothèses proposées dans la partie II de cette thèse, et qui seront discutées dans la partie V. Voici une description succincte des modèles de vitesse d'onde P obtenus par modélisation directe des données de SGA de la campagne DIONYSUS. Les analyses d'incertitudes, seront présentées plus en détail dans l'article suivant cette partie. Les éléments suivants seront présentés dans cette partie : la comparaison des données aux synthétiques (Figures 2 à 5) ; les tableaux d'erreurs RMS et de Chi^2 (*Table 1* de l'article) ; les calculs gravimétriques en 2D, le nombre de rais et la résolution (Figure 8 et 9) ; les résultats des perturbations supervisées (Figure S1 des *supporting informations*) ; et les résultats de l'analyse de perturbation aléatoire Monte-Carlo (Figure S2).

1.1. Le modèle DY-P3

Le modèle DY-P3 au Nord est constitué de 8 couches : la colonne d'eau, quatre couches sédimentaires, deux crustales et une mantellique. La première couche d'eau prend une vitesse de 1.53 km/s tout au long du profil. Cette vitesse est relativement élevée pour de l'eau de mer, mais est en bon accord avec des études de sismique grand-angle précédentes menées dans la Méditerranée (par exemple **Leprêtre et al., 2013**). Le modèle a été subdivisé en quatre domaines en fonction des types et épaisseurs de croûte observés. Ils ont été appelés A, B, C et D, d'Ouest en Est (Figure IV.1).

Le premier domaine A possède trois couches sédimentaires, dont les épaisseurs totales augmentent vers l'Est de 1 à 3 km. La croûte de ce domaine est constituée de deux couches distinctes dont l'épaisseur totale est d'environ 30 km, avec des vitesses d'onde P de 6.00 km/s en haut de la première couche, et de 7.20 km/s en bas de la seconde.

Le domaine B est situé le long de l'escarpement de Malte et il présente une forte augmentation de l'épaisseur des trois couches sédimentaires de 3 à 9 km vers l'Est. Les couches crustales voient leurs épaisseurs fortement diminuer vers l'Est, jusqu'à 15 km d'épaisseur totale. De plus, les vitesses de la couche crustale supérieure diminuent de 6.00 / 6.50 km/s à 5.00 / 5.40 km/s (Vitesse en **haut** / Vitesse en **bas** de la couche) sur une distance latérale d'une quinzaine de kilomètres le long du profil. Cet amincissement se produit dans les deux couches de la croûte de façon assez homogène.

Les épaisseurs des trois couches sédimentaires sont maximales dans le domaine C (12 km d'épaisseur totale sous l'OBS 15). Les couches crustales s'approfondissent vers l'Est mais gardent des épaisseurs homogènes le long du domaine (15 km), de même que leurs vitesses internes, et ce jusqu'à une distance de 70 km le long du profil. Vers l'Est, les épaisseurs crustales augmentent rapidement de 15 à 25 km sur une distance latérale très courte d'une vingtaine de kilomètres, et les épaisseurs sédimentaires diminuent tout aussi radicalement à l'entrée du domaine D. Les limites crustales des domaines B et C forment un profond bassin sédimentaire asymétrique.

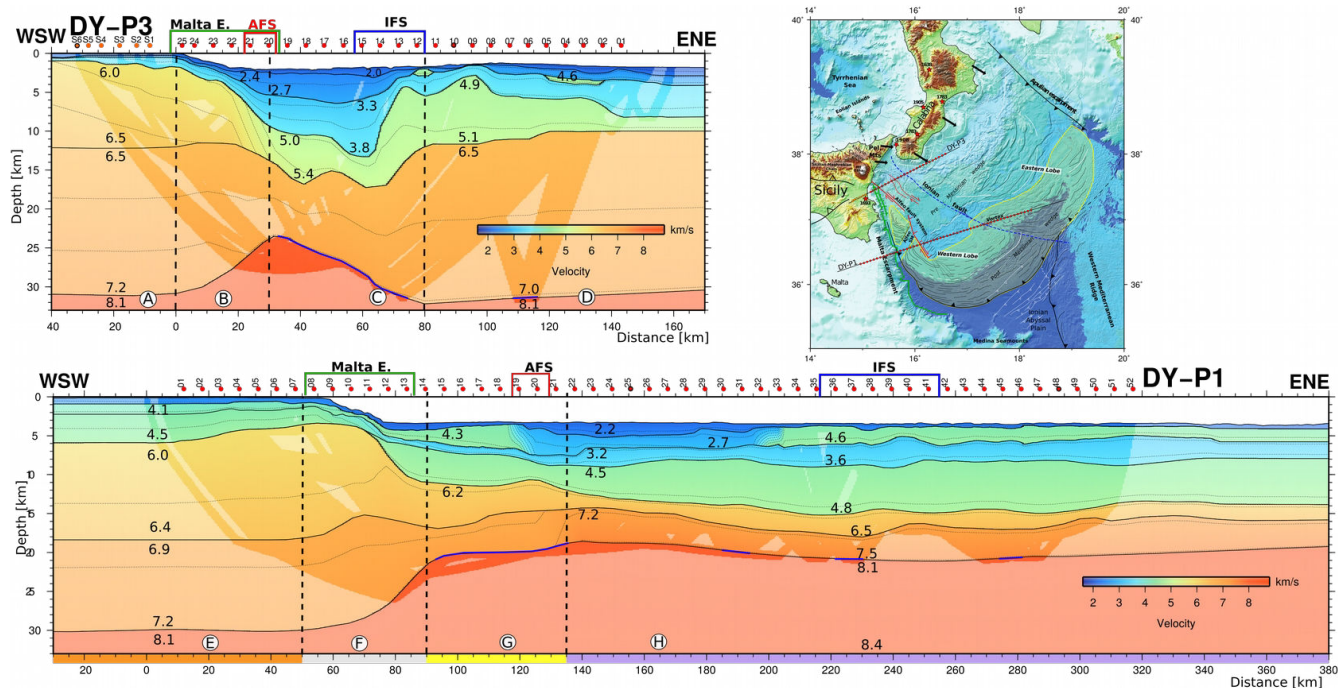


Figure IV.1 : Modèles de vitesse produits à partir des données de sismique grand-angle sur les profils DY-P3 et DY-P1, présentés à la même échelle. Les modèles ont été obtenus par modélisation directe des données OBS (points rouges numérotés) et stations à terre (points oranges). Les lignes noires sont les limites des couches du modèle, les lignes en pointillé sont les contours d'iso-vitesse toutes les 0.25 km/s. Les chiffres inscrits dans le modèle sont les vitesses de chaque couche en km/s.

Dans le domaine D, les couches sédimentaires ont des épaisseurs variant entre 3 et 7 km. De plus, une nouvelle couche sédimentaire de haute vitesse (4.6 km/s) a dû être ajoutée ponctuellement, entre la deuxième et la troisième couche, en réponse à plusieurs observations d'une arrivée rapide et peu profonde sur différents OBS. Les couches crustales ont des épaisseurs variables autour de 25 km. Ces variations sont surtout présentes dans la croûte supérieure, qui possède des vitesses de 4.90 à 5.1 km/s, ce qui est relativement faible pour ce type de couche. Comme dans le domaine A, la croûte inférieure reste peu contrainte par les données de SGA en profondeur, mais les épaisseurs présentées ont été extrapolées après des modélisations gravimétriques 2-D utilisant les vitesses des modèles de SGA.

1.2. Le modèle DY-P1

Le modèle Sud DY-P1 compte lui aussi 8 couches et peut également être divisé en quatre domaines E, F, G et H, d'Ouest en Est.

Le domaine E présente 3 couches sédimentaires dont les épaisseurs diminuent vers l'Est de 6 à 4 km. Les vitesses internes de ces sédiments sont de 2.40 à 2.60 km/s pour la première couche, puis de 4.10 à 4.65 km/s pour les deux suivantes. La croûte de ce domaine est constituée de 2 couches avec une épaisseur totale de 26 km, et possède des vitesses 6.00 à 7.21 km/s (**Figure IV.1**).

Le domaine F est très similaire au domaine B du profil DY-P3 au Nord. L'épaisseur de la couverture sédimentaire augmente vers l'Est (passant de 4 à 7 km). Les vitesses de la deuxième couche augmentent légèrement de 4.10/4.30 km/s à 4.30/4.50 km/s, indiquant un probable changement de lithologie vers des évaporites Messiniennes du bassin. La troisième couche sédimentaire a des vitesses qui diminuent fortement dans ce domaine, passant de 4.35/4.50 km/s à 3.20/3.60 km/s. Enfin, une quatrième couche sédimentaire de haute vitesse est ajoutée à partir de l'escarpement de Malte, vers 70 km le long du profil, avec des vitesses internes de 4.50/4.80 km/s. La croûte s'amincit rapidement le long de ce domaine, passant de 26 à 10-12 km d'épaisseur en seulement une quarantaine de kilomètres latéralement. Les vitesses et épaisseurs crustales entre les domaines E et F puis G restent relativement homogènes avec une légère augmentation dans la croûte supérieure 6.00/6.40 km/s (domaine E) à 6.2/6.5 km/s (domaines G et H).

Le domaine G possède quatre couches sédimentaires qui ont une épaisseur totale entre 8 à 10 km. La troisième couche de ce domaine possède de faibles vitesses, similairement à ce qui est observé dans le domaine F. La deuxième couche sédimentaire est caractérisée par une forte diminution de vitesses, de 4.30/4.60 km/s à 2.70/3.10 km/s sur environ 120 km de distance le long du profil (dans le domaine G). De façon similaire, dans le domaine H, une forte augmentation des vitesses de cette couche est observée à 210 km de distance sur le profil. Cette zone de faible vitesse est attribuée à l'indentation du prisme externe évaporitique par le prisme interne clastique intervenant lors de sa construction. La croûte du domaine H est de 8 à 10 km d'épaisseur, elle est similaire à celles observées dans les domaines E et F en termes de vitesse interne et d'épaisseur relative entre les deux couches crustales.

Le domaine H est caractérisé par des épaisseurs sédimentaires de 8 à 12 km, dont la série reste homogène avec celle du domaine G. La croûte de ce domaine diminue d'épaisseur par rapport au domaine G, pour atteindre 6 à 8 km d'épaisseur. Cet amincissement est surtout visible dans la croûte supérieure qui garde cependant les mêmes vitesses internes. La croûte inférieure voit une augmentation de ces vitesses internes de 6.90/7.2 km/s (domaine G) à 7.20/7.50 km/s (domaine H).

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2017JB015312

Key Points:

- We image a two-layered thin crust within the Ionian basin that we interpreted to be of probable oceanic origin
- The deep structure of the Malta Escarpment shows an abrupt crustal thinning zone that is interpreted to result from a transform origin of the margin
- The major tear fault accommodating the slab roll back of the subduction along the eastern Sicily margin was located along the Alfeo-Fault System

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

D. Dellong,
david.dellong@ifremer.fr

Citation:

Dellong, D., Klingelhoefer, F., Kopp, H., Graindorge, D., Margheriti, L., Moretti, M., et al. (2018). Crustal structure of the Ionian basin and eastern Sicily margin: Results from a wide-angle seismic survey. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123. <https://doi.org/10.1002/2017JB015312>

Received 8 DEC 2017

Accepted 12 FEB 2018

Accepted article online 19 FEB 2018

Crustal Structure of the Ionian Basin and Eastern Sicily Margin: Results From a Wide-Angle Seismic Survey

David Dellong^{1,2} , Frauke Klingelhoefer² , Heidrun Kopp³ , David Graindorge¹, Lucia Margheriti⁴ , Milena Moretti⁴ , Shane Murphy² , and Marc-Andre Gutscher¹ 

¹Laboratoire Géosciences Océan, IUEM, Université Brest, CNRS, Plouzané, France, ²Géosciences Marines, Ifremer, Centre de Brest, Plouzané, France, ³Geomar Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany, ⁴Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Rome, Italy

Abstract In the Ionian Sea (central Mediterranean) the slow convergence between Africa and Eurasia results in the formation of a narrow subduction zone. The nature of the crust of the subducting plate remains debated and could represent the last remnants of the Neo-Tethys ocean. The origin of the Ionian basin is also under discussion, especially concerning the rifting mechanisms as the Malta Escarpment could represent a remnant of this opening. This subduction retreats toward the south-east (motion occurring since the last 35 Ma) but is confined to the narrow Ionian basin. A major lateral slab tear fault is required to accommodate the slab roll-back. This fault is thought to propagate along the eastern Sicily margin but its precise location remains controversial. This study focuses on the deep crustal structure of the eastern Sicily margin and the Malta Escarpment. We present two two-dimensional *P* wave velocity models obtained from forward modeling of wide-angle seismic data acquired onboard the R/V Meteor during the DIONYSUS cruise in 2014. The results image an oceanic crust within the Ionian basin as well as the deep structure of the Malta Escarpment, which presents characteristics of a transform margin. A deep and asymmetrical sedimentary basin is imaged south of the Messina strait and seems to have opened between the Calabrian and Peloritan continental terranes. The interpretation of the velocity models suggests that the tear fault is located east of the Malta Escarpment, along the Alfeo fault system.

1. Introduction

The Ionian basin, in the central-eastern Mediterranean Sea, is located between two major tectonic plates: Eurasia to the north and Africa/Nubia to the south. These two plates have been slowly converging during the last 80 Ma about 1 to 2 cm/year (Dercourt et al., 1986). This convergence leads to the formation of various subduction zones and back-arc basins in the Mediterranean by consuming the ancient Tethyan lithosphere that was formed during the Early Mesozoic (Dewey et al., 1989; Faccenna et al., 2001; Jolivet et al., 2015; Rosenbaum et al., 2002; van Hinsbergen et al., 2014). Since 35 Ma, roll-back of the NW dipping slab of Tethyan Oceanic lithosphere led to fragmentation of the Variscan basement blocks of the SW European margin, producing the Corsica-Sardinia block and the AlKaPeCa (Alboran, Kabylies, Peloritan, and Calabria) terranes (Bouillin, 1986; Lonergan & White, 1997; Malinverno & Ryan, 1986; Wildi, 1983). This roll-back to the SE reached the Ionian basin in the central Mediterranean since the late Miocene, thereby opening the Tyrrhenian back-arc basin (Figure 1b) (Jolivet et al., 2015; Prada et al., 2016; Stampfli et al., 2002; van Hinsbergen et al., 2014). Today these continental blocks (or microplates) are still moving toward the south-east (D'Agostino et al., 2011; Palano et al., 2012). A major lithospheric scale tear fault has been proposed to exist at the western edge of the Calabrian subduction zone, and this process was described as a "STEP" (Subduction Transform Edge Propagator) fault (Govers & Wortel, 2005). However, the exact position of the tear fault beneath the eastern Sicilian margin remains highly controversial (Argnani et al., 2009, 2016; Argnani & Bonazzi, 2005; Gallais et al., 2013; Gutscher et al., 2016, 2017; Orecchio et al., 2015; Polonia et al., 2011, 2016).

Today the Calabrian arc is considered to be one of the narrowest subduction zones in the world and a key area to understand the geodynamic evolution of the Mediterranean. Here the African plate (Ionian lithosphere) dips toward the NW underneath the Calabrian and Peloritan continental blocks. This region is also seismically and tectonically active, and several destructive events were recorded in historical times (e.g., M7.1 Messina 1908 and M7.5 Catania 1693; Figure 1).

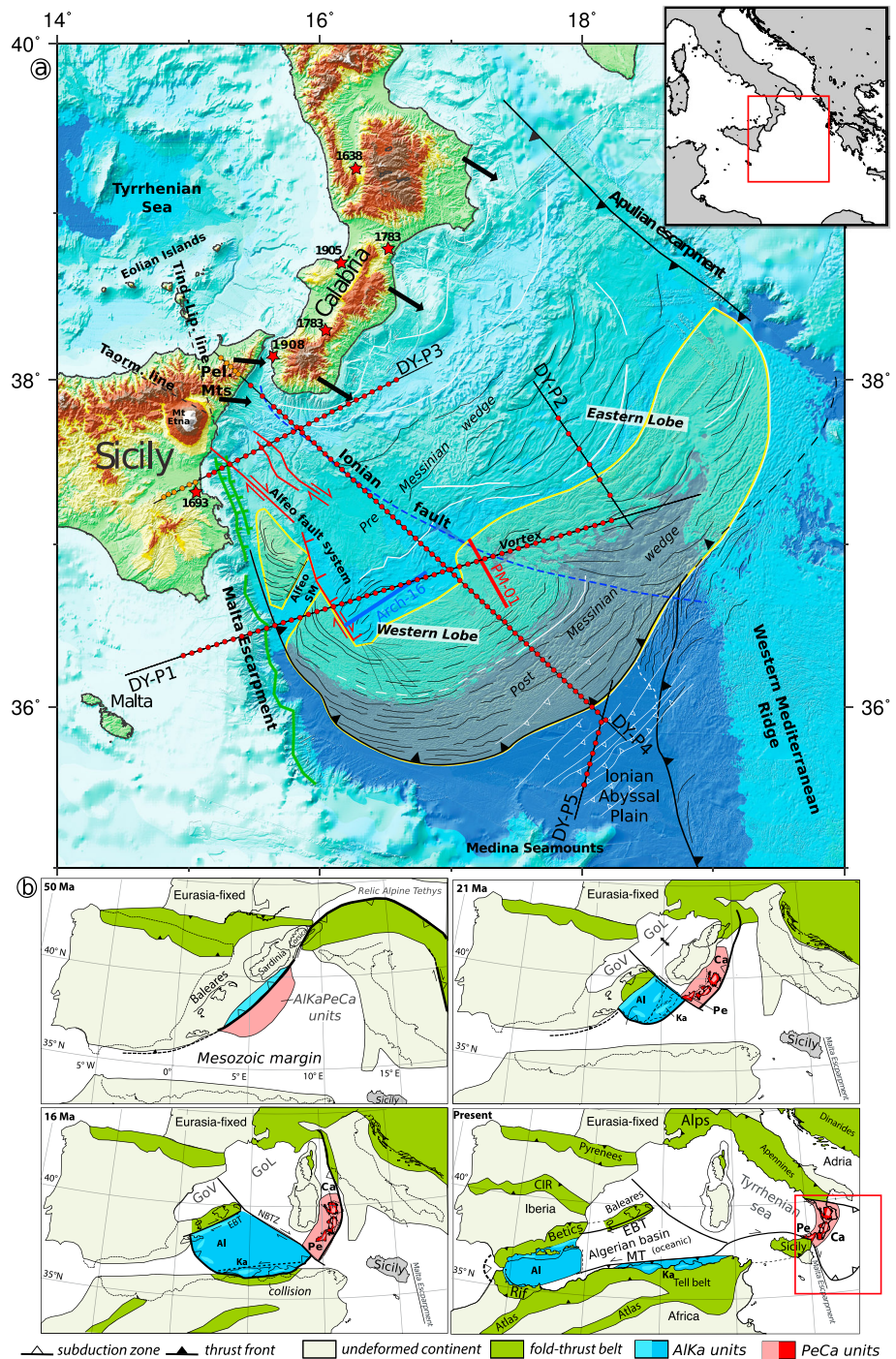


Figure 1. (a) Interpreted bathymetric map of the Ionian basin (modified from Gutscher et al., 2016). Superposed in black straight lines the wide-angle profiles from the DIONYSUS cruise with small red dots for the ocean bottom seismometer positions and orange dots for the land-stations position. The red stars show the position of major earthquakes and their corresponding dates. Reflection seismic profiles shown in Figure 10 of this paper are Arc-16 and PM-01 from respectively the Archimede (1997, R/V Le Nadir) and PrisMed (1993, R/V Le Nadir) cruises. The solid black arrows represent the interpreted motion of the Calabrian and Peloritian terranes from GPS data with a fixed Hyblean-Malta block (Palano et al., 2012). The yellow area represents the Messinian evaporite extent in the basin from morpho-bathymetric and seismic lines (Gutscher et al., 2017). The white lines in the Ionian Abyssal Plain are deep reverse faults (Gallais et al., 2011). (b) Reconstructions figures are modified from van Hinsbergen et al., 2014. AI = Alboran; Ca = Calabria; CIR = Central Iberian Ranges; EBD = Emile Baudot Transform; GoL = Gulf of Lion; GoV = Gulf of Valencia; Ka = Kabylides; NBTZ = North Balearic Transform Zone; Pe = Peloritian Mountains.

Despite decades of study, several important questions remain unanswered. Three of them will be addressed in this study. What is the direction of opening of the Ionian basin, thought to have occurred during Late Paleozoic or Early Mesozoic rifting (Catalano et al., 2001; Frizon de Lamotte et al., 2011)? What is the nature of the crust produced during the opening of the basin (Catalano et al., 2001; Dercourt et al., 1986; Frizon de Lamotte et al., 2011; Roure et al., 2012)? Finally, regarding the recent geodynamic (<10 Ma), where is the lateral slab tear fault located (Argnani et al., 2009; Gallais et al., 2013; Gutscher et al., 2016; Polonia et al., 2011, 2016)?

Our study will attempt to answer these questions using newly acquired wide-angle seismic (WAS) profiles (DIONYSUS, 2014, RV Meteor) oriented perpendicular to the Malta-Escarpment, which image the deep crustal structure of the eastern Sicily margin and adjacent Ionian basin (Calabrian accretionary wedge) (Figure 1).

2. Previous Work

2.1. Morpho-tectonic Structure of the Basin

Most of the morpho-tectonic structures of the Ionian basin (Figure 1) are related to the ongoing subduction and the development of its accretionary wedge. A thick (up to 10 km) low-taper accretionary wedge that is 200–300 km wide (in the downdip direction) has developed in front of the Calabrian and Peloritani blocks, which act as backstops. Today, this accretionary wedge can be divided into two different morpho-structural domains: a post-Messinian wedge to the south and south-east, consisting of a tectonically thickened evaporitic layer overlying undeformed Mesozoic and Cenozoic sediments, and a pre-Messinian wedge that does not contain Messinian evaporites (Gallais et al., 2012; Polonia et al., 2011).

Most of the Mediterranean basins were affected by the Messinian event that led to the deposition of a thick evaporite layer in the deeper areas of the basins. In the Ionian basin the accretionary wedge was first proposed to have developed above the base of the Messinian evaporite layer that act as a décollement (Finetti, 1982). Today, the growth of the accretionary wedge is proposed to have occurred in two stages defined by the Messinian evaporite deposits. The pre-Messinian wedge evolution may be explained by the Coulomb wedge model, whereas during post-Messinian times, the wedge growth was dominated by rapid forward propagation of the outer wedge above a décollement at the base of the Messinian evaporites, and possible underplating of the deeper Mesozoic to Cenozoic sediment layers (Gallais et al., 2012; Minelli & Faccenna, 2010). The wedge can also be divided laterally into two morphologically distinct lobes (Eastern and Western). The boundary between these lobes has been named the Ionian fault system (IFS) (Polonia et al., 2011).

2.2. Crustal Nature and Structure

The crustal structure of the Ionian basin was first explored during a WAS experiment using five ocean bottom seismometers (OBSs) and dynamite explosions (Makris et al., 1986). A NW-SE profile spanning the eastern Sicily margin indicated a crust of about 30 km thickness beneath the Sicilian-Hyblean platform that thins rapidly at the Malta Escarpment to a thin crust in the basin that is about 7 to 5 km thick to the east. The authors interpret the Malta Escarpment as a divergent continental margin formed during the Early Mesozoic and reactivated during the Miocene. Within the basin the thin crust was interpreted to be of oceanic origin.

The crust at the Ionian Abyssal Plain (IAP) was studied using Expanding Spread Profiles (de Voogd et al., 1992; Le Meur, 1997). Modeling results show a 5 km thick sedimentary cover overlying a crust of only 7 to 9 km thick. The depth of the Moho is observed at 16 to 18 km beneath the IAP, and the mantle layer is characterized by a high *P* wave velocity of 8.5 km/s. One study based on teleseismic *P* and *S* wave arrivals (D'Alessandro et al., 2016) and another based on multichannel seismic (MCS), potential field (gravity and magnetics), and geochemical data analysis (Polonia et al., 2017) have proposed the presence of a broad area of serpentinized mantle material beneath the Ionian Sea region, producing numerous serpentinite diapirs. These authors propose that the origin of this basement might be inherited from Mesozoic rifting and spreading fabric possibly reactivated by recent subduction processes.

A band of layered high-amplitude reflections near the base of the crust was imaged by seismic data in the western Ionian Sea and proposed to be related to volcanic activity in this region (Cernobori et al., 1996; Nicolich et al., 2000). The authors interpret the region as a passive margin and suggest the presence of oceanic crust in the basin. Moreover, this work also identified a major fault, now called the Alfeo fault system (AFS)

(Gutscher et al., 2016), east of the Malta Escarpment (Figure 1). This fault system clearly affects all sedimentary layers as well as the crust, likely reaching the upper mantle.

Based on the interpretation of MCS reflection lines, the Timpe faults, located on the eastern flank of Mount Etna in the southern prolongation of the Taormina line (Figure 1), are linked to steep active normal faults located offshore Catania and Augusta and affect the Malta Escarpment (Chiocci et al., 2011; Hirn et al., 1997; Palano, 2016). In later studies based on bathymetric mapping and high-resolution seismic reflection lines, the faults were observed to continue offshore (Gross et al., 2016) and possibly link to the major fault zone observed at the AFS (Gutscher et al., 2016). This major lithospheric scale fault is interpreted as the expression of a lateral slab tear fault (Gutscher et al., 2017).

Results from 3-D teleseismic tomography reveal the downgoing Calabrian slab as a structure extending 350 km laterally from northern Sicily to southern Campania and 400 km vertically (Amato et al., 1993; Cimini, 1999; Spakman et al., 1993). More refined mantle tomography revealed a 150 km wide slab window beneath the southern Apennines (Chiarabba et al., 2008; Piromallo & Morelli, 2003; Spakman & Wortel, 2004). The results suggest that the subducting lithosphere remains undetached only for a 100 km long segment along the central portion of the Calabrian arc (Chiarabba & Palano, 2017; Neri et al., 2009, 2012). The existence of a proposed STEP fault (Govers & Wortel, 2005; Wortel et al., 2009) was confirmed by tomographic and gravity modeling (Neri et al., 2012). Recent seismological and geodetic work provides evidence for toroidal flow around the retreating slab edges of the Calabrian subduction system (Baccheschi et al., 2011; Civello & Margheriti, 2004). This work identified clockwise rotations in Sicily and Calabrian and counterclockwise rotations in the southern Apennines that are predicted from the STEP model (Palano et al., 2017). Overall, a compilation of different tomography results suggests that the eastward migration of the slab edge follows the lithospheric transform fault of the Neo-Tethys ocean (Rosenbaum et al., 2008).

3. Objectives of the Study

3.1. Origin of the Ionian Basin

The first question evoked in this paper is the origin of the Ionian basin and its implication on the geodynamic processes. It is generally accepted that the Ionian basin was created during the Pangea breakup at the end of the Paleozoic or in the Early Mesozoic (Agard et al., 2011; Sage et al., 1997; Stampfli et al., 2002) when rifting formed the Tethys oceanic domain. Several branches formed during the opening of the Tethys Ocean; however, the timing of rifting, the exact number of branches, and the geometry of rifting remain controversial (Dercourt et al., 1986; Stampfli et al., 2002). Also debated is the question if the Western Alpine-Tethys and Eastern Neo-Tethys oceans were separated (Stampfli & Borel, 2004) or if they were connected near Sicily (Frizon de Lamotte et al., 2011; Jolivet et al., 2015). The Malta Escarpment is usually considered to be a remnant of the margin formed during the opening of the Ionian basin (Catalano et al., 2001; Frizon de Lamotte et al., 2011).

Several hypotheses exist for the opening processes forming the Ionian basin, but two prevail and will be discussed here. The first one proposes an E-W orthogonal opening, where the Malta-Escarpment and the Apulian Escarpment represent conjugate margins (Catalano et al., 2001). The second hypothesis proposes that a N-S opening occurred and that the Malta-Escarpment is a remnant of a transform margin (Frizon de Lamotte et al., 2011; Gallais et al., 2011). In this hypothesis the Ionian basin was a branch of the Neo-Tethys and represented a link between the Alpine-Tethys ocean (to the north-west of the Ionian basin) and the Neo-Tethys ocean (to the east).

3.2. Nature of the Crust

Concerning the nature of the crust in the Ionian basin, we test two main hypotheses. The first hypothesis suggests that the crust at the bottom of the basin is thinned continental crust, originating from a distal portion of the North African continental margin (Roure et al., 2012). Several arguments are in favor of this hypothesis, such as the absence of a clearly visible oceanic spreading center, and the strong similarities in structural styles and timing of inversion between the Saharan Atlas, Sicilian Channel, and the IAP that might imply that all three regions belong to the continental margin of north-African domain. An additional argument is the fact that no lithospheric-scale faults are observed offsetting the Moho in the Apulia/Adriatic and the eastern and central Mediterranean domains, implying that these belong to a distal thinned continental portion of the

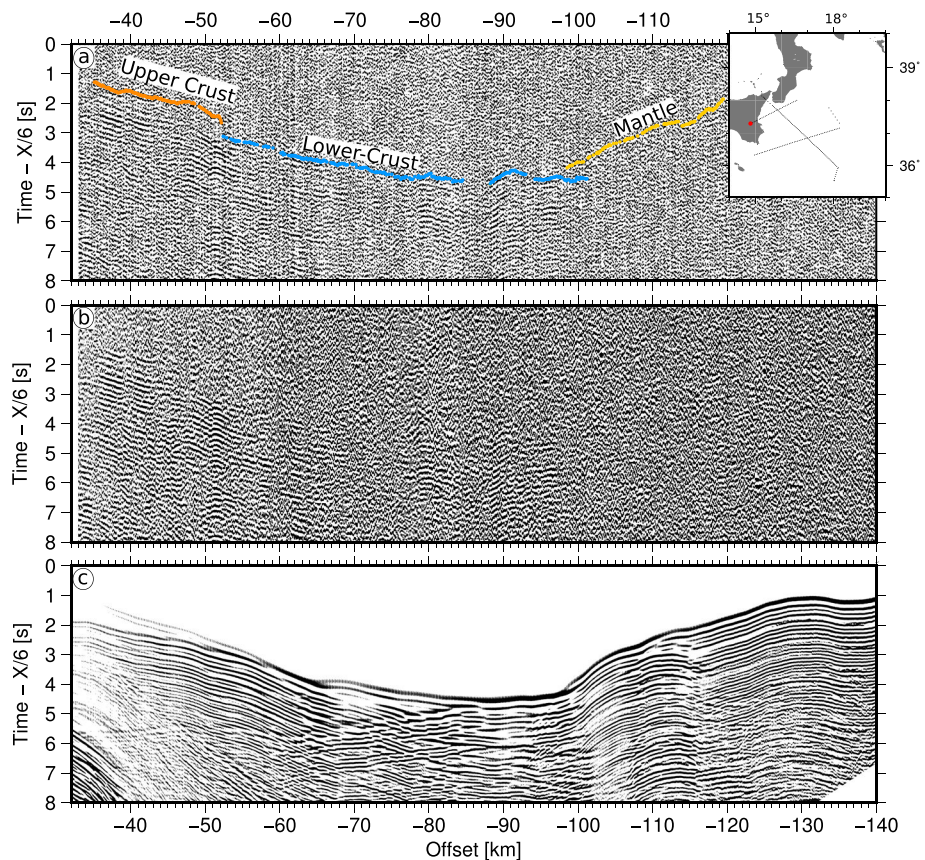


Figure 2. Example of the data acquired by the land station 6 of the northern DYP3 profile. (a) Interpretation of the seismic section preprocessed with annotation of each phases identified: upper crust, lower crust, and Mantle refraction phases. (b) Raw seismic section of the land station 6. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model with location map of the station.

North-African plate (Roure et al., 2012, and references therein). Other authors also evoke the structural continuity of the Medina seamounts that are proven to be of a continental affinity (Finetti, 1982).

The second hypothesis proposes that the nature of the crust of the Ionian basin is oceanic. The arguments raised by these authors are based on the interpretation of various sets of geophysical data and modeling of reflection and WAS data (Catalano et al., 2001; Cernobori et al., 1996; de Voogd et al., 1992; Gallais et al., 2011; Le Meur, 1997; Makris et al., 1986; Nicolich et al., 2000; Speranza et al., 2012). Several studies observed a thin crust with velocity gradients that are in good agreement with those of typical oceanic crust (White et al., 1992). However, the exact number of layers in the crust (2 or 3) remains controversial. In these studies the very low heat-flux values (30–40 mW/m²) (Della Vedova et al., 1989) observed in the central and eastern portions of the basin are interpreted as linked to the oceanic origin. The old age of the lithosphere and the high Bouguer gravity anomaly suggest a shallow Moho discontinuity.

3.3. STEP Fault Location

The roll-back of a broad NW dipping subduction beneath the SW European margin (current-day SE France and E Spain) provoked the detachment of the AlKaPeCa continental terranes from the European plate and their migration toward the south and south-east during the last 35 Ma (Lallemand & Funicello, 2009; Rehault et al., 1984; Ricou, 1994). Since the late Miocene (8 Ma), the roll-back movement reached the Ionian basin with its particular situation of being a narrow oceanic domain located between two continental ones (Africa with Sicily to the west and SW and Apulia to the N-E). Because of the particular tectonic setting, one or more slab segmentation and major lithospheric faults have been proposed to accommodate the subduction of the very narrow oceanic domain and the slab roll-back. This mechanism is considered to represent

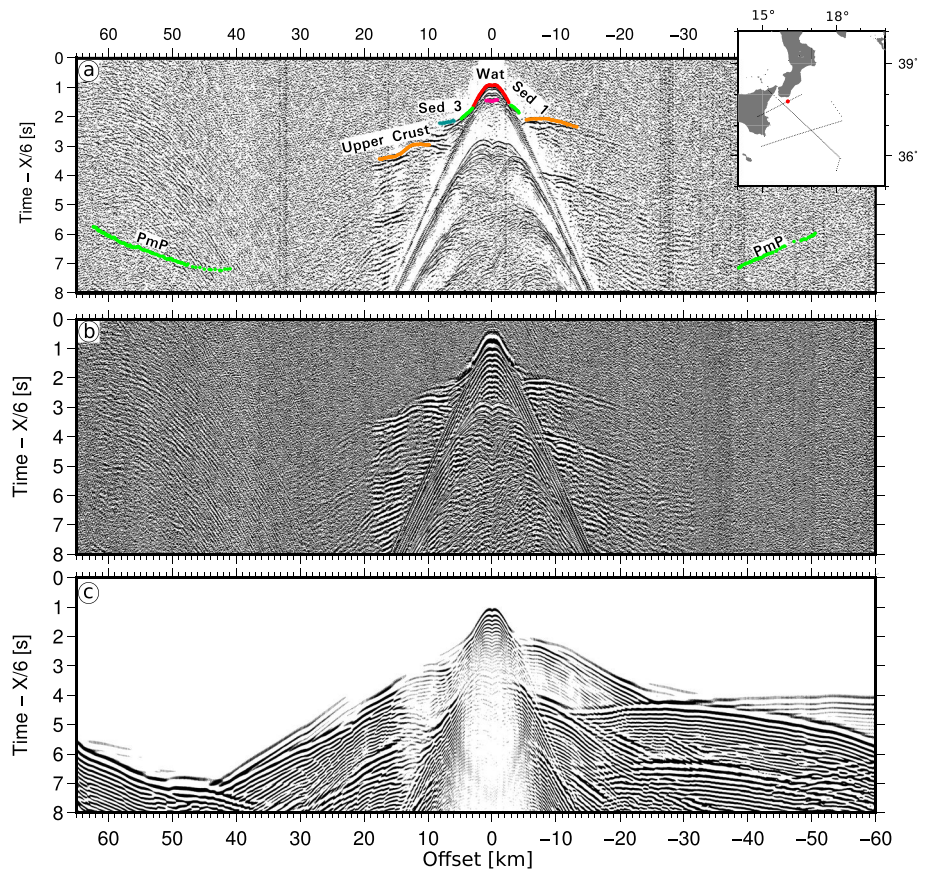


Figure 3. Seismic section of the ocean bottom seismometer (OBS) 10 on DYP3 profile. (a) Interpretation of the seismic section preprocessed with annotation of each phases identified: Wat (for Water direct arrival), Sed 1 (for Shallow sediments), sed 2 (for deeper sediments), and upper-crustal refraction phases. (b) Raw seismic section of OBS 20. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model. And a location map of the OBS observed.

a STEP fault accommodating the roll-back of the subduction along its edge (Gallais et al., 2013; Govers & Wortel, 2005; Rosenbaum et al., 2008). Although most authors agree on the existence of such a STEP fault in the western part of the basin, its exact location remains the object of debate.

Today three hypotheses exist for the location of the STEP fault. According to the first one, the STEP fault is situated at the foot of the Malta Escarpment, mainly because the escarpment represents the dominant morphological structure of the basin. Also, several recently active fault-oriented NNW-SSE and an uplift of a 20–30 km wide region were observed at the foot and east of the Malta Escarpment in seismic reflection profiles (Argnani & Bonazzi, 2005).

The second hypothesis considers the IFS as the STEP fault location. The IFS is described as a major crustal-scale fault zone between the two lobes (Eastern and Western) of the accretionary wedge. It was identified from seismic reflection profiles and complementary morpho-bathymetric studies (Polonia et al., 2011, 2016).

The third hypothesis also based on swath bathymetric and seismic reflection observations places the STEP fault along the AFS (Gallais et al., 2013; Gutscher et al., 2016, 2017). The AFS trends in a roughly N-S direction, about 40 km east of the Malta Escarpment and parallel to it, and veers to N-W reaching Mount Etna to the north (Gallais et al., 2012; Gutscher et al., 2016, 2017). According to deep seismic investigations the faults affect the crust and may reach the upper mantle (Nicolich et al., 2000). Moreover, this hypothesis is supported by the location of Etna volcano relative to the arc of the subduction (Eolian islands), as well as the geochemistry of its expelled volcanic rocks showing a mantle origin (Schiano et al., 2001). In this context it is important to keep in mind that the propositions of the location of the fault were made based on surface and shallow subsurface data (reflection seismic and swath bathymetry data). They image a deformation zone

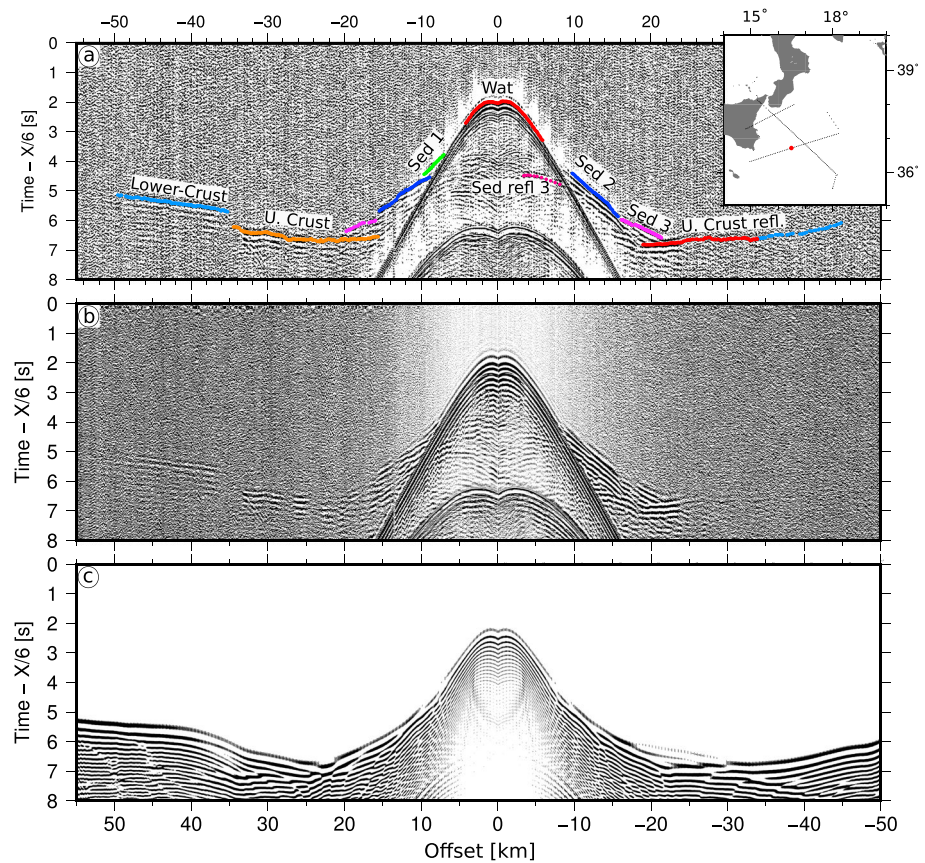


Figure 4. Seismic section of the ocean bottom seismometer (OBS) 25 on DYP1 profile. (a) Interpretation of the seismic section preprocessed with annotation of each phases identified: Wat (for Water direct arrival), Sed 1 (for Shallow sediments), sed 2 (for deeper sediments), sed 3 (for deeper sediments), U. Crust (for Upper-crust), and Lower Crust refraction phases. And sed refl 3 (for sedimentary reflection phase) and U. Crust Refl. (for upper-crustal reflections). (b) Raw seismic section of OBS 25. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model. And a location map of the OBS observed.

by combination of normal and strike-slip faults that might correspond to a deep lithospheric STEP fault, which itself cannot be imaged by these data.

4. Wide-Angle Seismic Data Acquisition

In order to answer the questions regarding the deep structure and the nature of the crust in the Ionian basin, we acquired regional WAS (Figures 2–5) and MCS data during the DIONYSUS experiment together with bathymetric swathmapping data.

4.1. The DIONYSUS Project

This DIONYSUS project was a collaboration of four institutes: the University of Western Brittany (Brest, France), Geomar (Kiel, Germany), Ifremer (Brest, France), and Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) (Rome, Italy). The survey took place in October 2014 aboard the R/V Meteor, cruise M111. Five profiles were acquired during the survey: two of them are perpendicular to the eastern Sicily margin (DYP1 and DYP3), one in the IAP (DYP5), a line crossing these three in a NW-SE direction (DYP4), and a short line (DYP2) on the Eastern lobe of the accretionary wedge (Figure 1). This work will focus on the two margin-perpendicular profiles, DYP3 in the north and DYP1 in the south.

The instruments deployed on the northern DYP3 profile were 12 OBSs from Ifremer (Auffret et al., 2004) and 13 OBHs (ocean bottom hydrophones) from Geomar (Bialas & Flueh, 1999), for a total of 25 OBS/H and six land stations from the INGV of Rome. Along profile DYP1, we deployed 26 OBS from Ifremer and 26 OBH from Geomar for a total of 52 instruments. Along both profiles the instrument spacing was 6 km. The OBS used in the experiment were 32 MicrOBS (+) from Sercel (Auffret et al., 2004) that include three-component

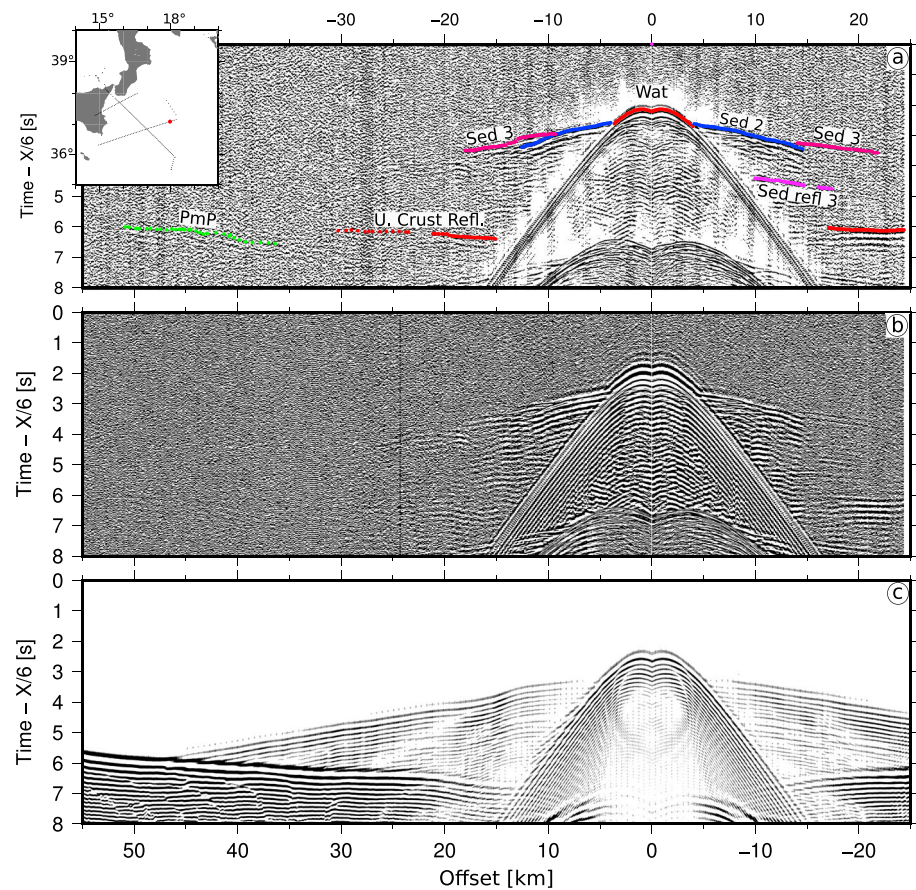


Figure 5. Seismic section of the ocean bottom seismometer (OBS) 48 on DYP1 profile. (a) Interpretation of the seismic section preprocessed with annotation of each phases identified: Wat (for Water reflection arrival), sed 2 (for sediments), sed 3 (for deeper sediments), U. Crust Refl. (for upper-crustal reflections), and PmP (for Moho reflection phase). (b) Raw seismic section of OBS 48. (c) Synthetic arrivals calculated from the velocity model. And location map of the OBS.

geophones that can record frequencies from 4.5 Hz to 1 kHz and one hydrophone that record from 4 Hz to 15 kHz at the same sampling rate. The OBH records only with a hydrophone (HTI-01-PCA hydrophone from HIGH TECH INC) (Bialas & Flueh, 1999). The land stations on profile DYP3 were six REF TEK 130S-01 equipped with velocimeter sensors of short-period Lennartz LE-3Dlite with a 1 s dominant period. The sampling rate of the stations was set at 8 ms (Moretti et al., 2015).

The seismic source used during the survey consisted of two subarrays of six GI-Guns from Sercel Marine Sources Division and Seismograph Services Incorporation. The 12 GI-Guns were operated simultaneously; they provided a volume of 84 L (5,440 in³) at ~190 bar. The shooting interval was set at 60 s for all profiles, resulting in a shot point distance of 150 m at 5 knots.

4.2. Data Quality and Initial Processing

Two OBSs (7 and 16 of line DYP3) were lost during the cruise, but all other instruments provided relatively good quality data on both the geophone and hydrophone channels. Arrivals are locally strongly attenuated due to an irregular salt layer in the Ionian basin. Also, the seismic energy is lost at offsets exceeding 40 km on the OBS data on some instruments, probably due to the presence of strongly reworked sediments and/or poor coupling (Figures 3–5). The land stations recorded arrivals up to larger offsets than the OBS (120 km), thus allowing us to additionally constrain the deep geometry of the crust and the Moho discontinuity (Figure 2).

On the southern profile DYP1, the data of two OBS are missing (17 and 33 on line DYP1) due to malfunctioning of the instruments; however, the data quality on the rest of the profile is better than for the northern

Table 1
Summary Table of the Main Uncertainties for the DYP3 and DYP1 Velocity Models for Each Phases

DYP3 profile	Phase number	Picking error (ms)	Layer code	Number of picks	Error RMS	Error χ^2
Water	1	0.03	1.2	1,288	0.019	0.386
Sediments 1	2	0.07	3.1	825	0.093	1.758
Sediments 2	3	0.07	4.1	191	0.053	0.566
Sediments 1 reflection	4	0.08	2.2	264	0.145	3.314
Sediments 2 reflection	5	0.08	3.2	175	0.087	1.195
Basement	6	0.1	6.1	1,605	0.134	1.792
PmP	7	0.12	7.2	465	0.159	1.749
Pn	8	0.13	8.1	134	0.18	1.935
Sediments 3	9	0.08	5.1	221	0.09	1.266
Lower crust	11	0.1	7.1	648	0.124	1.542
Lower-crust reflection	12	0.1	6.2	40	0.275	7.734
Basement reflection	17	0.1	5.2	54	0.068	0.474
<i>DYP1 profile</i>						
Water	1	0.030	1.2	3,171	0.029	0.942
Sediments 1	2	0.070	2.1	1,066	0.115	2.693
Sediments 2	3	0.070	3.1	4,277	0.096	1.900
Sediments 1 reflection	4	0.080	2.2	421	0.093	1.350
Sediments 2 reflection	5	0.080	3.2	1,455	0.103	1.648
Basement	6	0.100	6.1	3,242	0.128	1.631
PmP	7	0.120	7.2	891	0.206	2.945
Pn	8	0.130	8.1	473	0.206	2.526
Sediments 3 reflection	10	0.080	4.2	1,227	0.092	1.332
Lower crust	11	0.100	5.1	2,501	0.127	1.616
Basement reflection	17	0.100	5.2	787	0.154	2.368

Note. The “basement” is the upper crust, “PmP” is the reflection on the Moho discontinuity, and “Pn” is the refracted phase in the mantle layer.

profile. The interpretation of the data from the OBS on the westernmost part of the profile (OBS 1 to 11) was difficult because of the shallow water depth (100 m) that led to strong reverberations in the seismic section. The OBS between 32 and 41 recorded a highly attenuated signal, probably because of the reworked sediments and the thick Messinian evaporitic layer (Figures 4 and 5).

All of the stations were relocated using the direct arrival of the seismic shots, thus providing an exact position for each OBS along both profiles. The interpretation of the OBS data was done following the example shown in Figures 2–5. The data were picked on unfiltered record sections for the closest shots and using a band-pass filter, a deconvolution, an automatic gain control, and spectral whitening for the larger offsets. A picking uncertainty was assigned to each phase, based on the data quality and offset, and is presented in Table 1 for both profiles and all phases.

4.3. Forward Modeling

The data were modeled using the two-dimensional forward modeling module of the RAYINVR software (Zelt & Smith, 1992). The code performs a combined forward ray-tracing and damped inversion modeling of WAS data. The models are defined by layers defined at regular or irregular node-spacing and have associated velocities that can vary laterally. All parameters can be inverted either separately or together (for details on the calculation, model parameterization, and modeling strategy see Zelt, 1999). The modeling process is performed by calculating theoretical arrivals from a two-dimensional starting velocity model that is manually adjusted to fit the picked OBS data P wave traveltimes, layer by layer and from the top to the bottom of the model. The quality of the fit is given by the RMS (root-mean-square) traveltime residual and χ^2 error for all phases of each arrival (Table 1). The seafloor layer is constrained by the bathymetric data acquired during the cruise. The velocity model is extended by 30 km on both ends and 10 km deeper than the zone covered by seismic rays to avoid side effects. For velocity nodes, an iterative damped least squares traveltime inversion, from the RAYINVR software, was additionally used to improve data fitting.

For the model parameterization, a minimum structure/parameter approach was used to avoid inclusion of structures (or velocities) unconstrained by the data. Minimal lateral velocity changes were added, and only

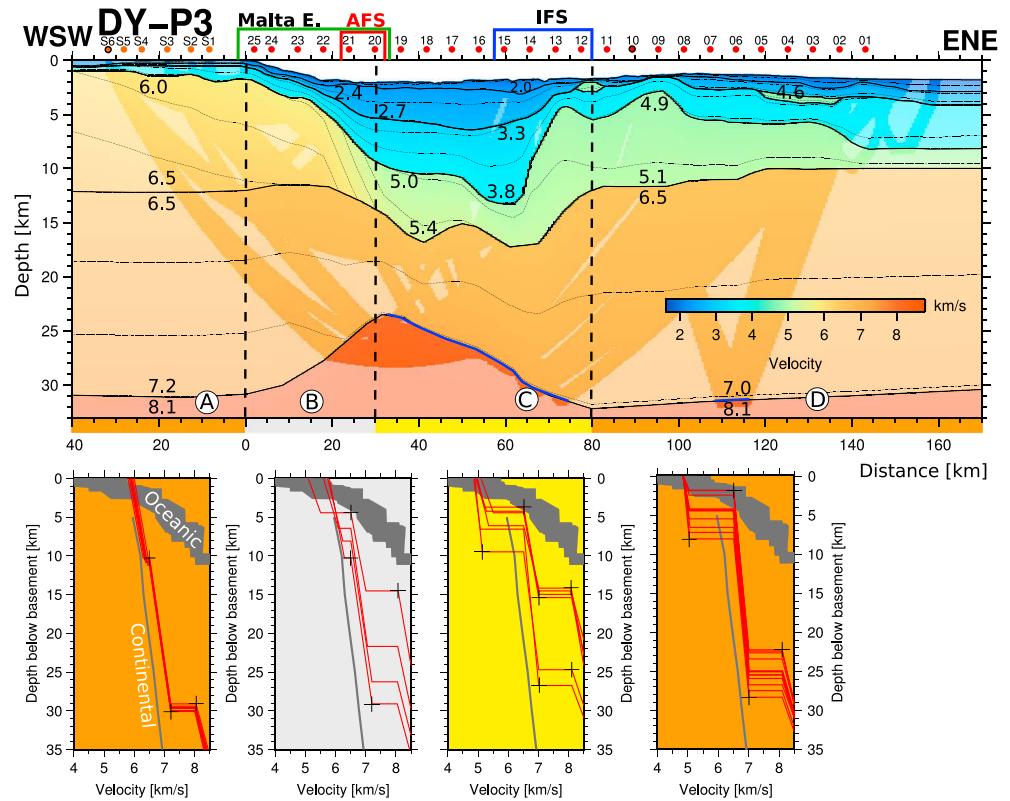


Figure 6. Northern DYP3 velocity model obtained by forward modeling of the ocean bottom seismometer (the red dots show their location along the profile) and land stations (orange dots) data. The strongly shaded areas show where the model is constrained by seismic rays, while the pale ones are constrained by our gravimetric analysis. The black numbers are the velocities in km/s. The thick lines are the limits of the model's layers, while the thin lines are the iso-velocity lines set every 0.25 km/s. The blue lines show the Moho reflections picked from the ocean bottom seismometer data. The model is cut into four domains according to their general structures, see text for detailed description. Below, we present the velocity-depth profiles, extracted from the velocity models every 10 km and underneath the top of the upper-crust (that is at 0 km of depth). The black crosses represent the error bars extracted from the Monte Carlo analysis (Figure S2 of the supporting information). The areas in dark gray represent the range of typical velocity-depth profiles observed for oceanic and continental crust (Christensen & Mooney, 1995; White et al., 1992). The colors correspond to our interpretation from these results: orange for continental, gray for thinning/transition, yellow for thinned continental, and violet for oceanic domains. The zone of influence of the structures are presented in green, red, and blue rectangles that are respectively the Malta-Escarpment, the Alfeo fault system, and the Ionian Fault system.

when required by the data. Each layer was added based on a reflection arrival in the data or because velocity gradients were needed to explain all of the arrivals on several different OBS data. Also, the three upper sedimentary layers were picked and extracted from the coincident reflection seismic data acquired during the cruise that were converted into depth using velocities from the velocity model. A depth-converted section of the previously published CROP3 profile (Polonia et al., 2011), coincident with the WAS DYP1, was also used to define the upper sedimentary layers. The deeper layers were modeled only from the OBS data, and for the Moho depth additional constraints were taken from the literature (de Voogd et al., 1992; Makris et al., 1986; Nicolich et al., 2000) and our gravity analysis. Velocity gradients and phase identification from the velocity model were also constrained by a synthetic seismogram analysis using the finite difference modeling code from the Seismic Unix Package (Stockwell, 1999; Stockwell & Cohen, 2003) (Figures 2c to 5c).

5. Results

5.1. Velocity Models

5.1.1. Northern DYP3 Velocity Model

The northern DYP3 profile includes eight layers: the water column, four sedimentary layers, two crustal, and the mantle layer (Figure 6). The seafloor was extracted from a high-resolution swath bathymetric map (Gutscher

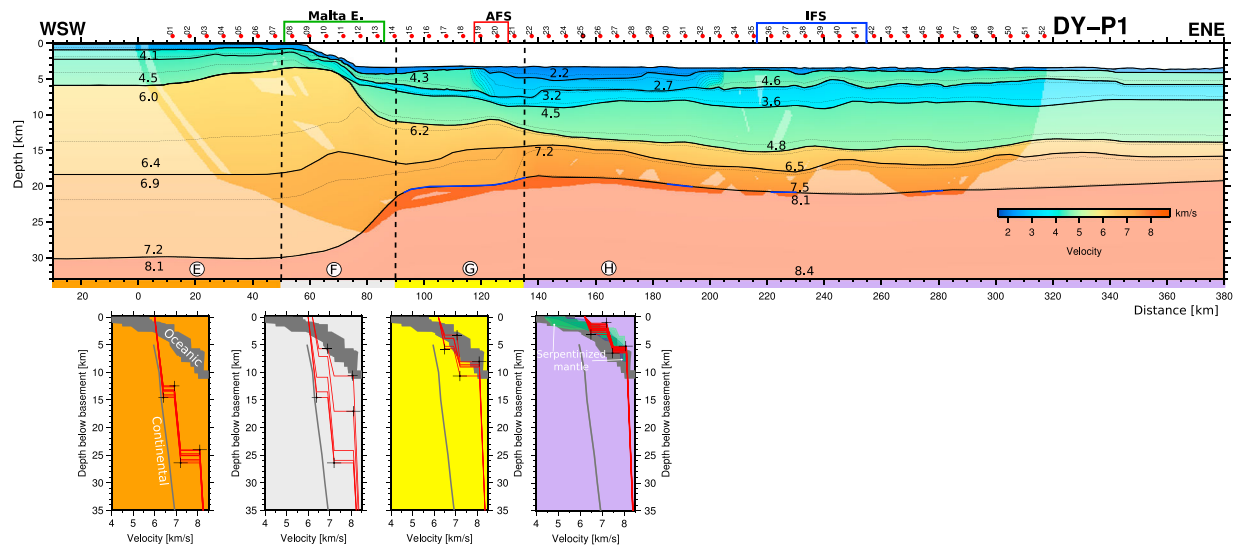


Figure 7. Southern DYP1 velocity model, obtained by forward modeling of the ocean bottom seismometer (OBS) data (the red dots show their location along the profile, and the black circles are the OBS shown). The strongly shaded areas show where the model is constrained by seismic rays, while the pale ones are constrained by our gravimetric analysis. The black numbers are the velocities in km/s. The thick lines are the limits of the model's layers, while the thin line are the iso-velocity lines set every 0.25 km/s. The blue lines show the Moho reflections picked from the OBS data. The model is cut into four domains according to their general structures, see text for detailed description. Below are presented the velocity-depth profiles, extracted from the velocity models every 10 km and underneath the top of the upper-crust (that is at 0 km of depth). The black crosses represent the error bar extracted from the Monte Carlo analysis (Figure S2 of the supporting information). The areas in dark gray represent the range of typical velocity-depth profiles observed for oceanic (White et al., 1992) and continental crust (Christensen & Mooney, 1995), green for serpentized mantle (Dean et al., 2000), and blue from deep Tyrrhenian sea basins (Prada et al., 2015). The colors correspond to our interpretation from these results: orange for continental, gray for thinning/transition, yellow for thinned continental, and violet for oceanic domains. The zone of influence of the structures are presented in green, red, and blue rectangles that are respectively the Malta-Escarpment, the Alfeo fault system, and the Ionian Fault system.

et al., 2017). The water velocity was set to 1.53 km/s from the first reflection arrivals in the OBS data and is in good agreement with other WAS studies in the Mediterranean Sea (e.g., Leprêtre et al., 2013). The model can be subdivided into four domains, called A, B, C, and D (Figure 6). Domains A and B correspond to the Sicilian block with unthinned and thinned crust. Domain C comprises the basin and D the Calabrian Block.

Along domain A three sedimentary layers were modeled, with a variable thickness of 1–3 km, thickening toward the east. The crust comprises two distinct layers of a combined thickness around 30 km. Velocities vary between 6.00 km/s at the top and 7.20 km/s at the base. In domain B the sedimentary layers thicken from 3 to 9 km along the slope. The crustal thickness decreases to 15 km, and the velocities of the upper crustal layer decrease toward the east from 6.00 to 5.00 km/s in 15 km of lateral distance. The sedimentary thickness is highest in domain C reaching up to 12 km at the position of OBS 15. The crustal layers are deepening toward the east by about 5 km and at 70 km model distance. From that position the crustal layer thickness increases abruptly, limiting the sedimentary basin in an asymmetrical way. In domain D the sedimentary layers are of variable thicknesses, between 3 and 7 km increasing toward the ENE. Only in this domain a fourth sedimentary layer characterized by velocities around 4.6 km/s, higher than those of the underlying layer, can be observed. The crustal layers are around 25 km thick and thus thinner than in domain A, and the velocities span from 4.90 to 7.00 km/s. The upper mantle velocities were set to 8.00 km/s at the top and 8.40 km/s at the base of the layer along the complete model, based mainly on arrivals from the basin, but also from the literature (de Voogd et al., 1992; Makris et al., 1986; Nicolich et al., 2000) and from our gravity analysis (Figures 6 and 8).

5.1.2. Southern DYP1 Velocity Model

The southern DYP1 profile comprises the same number of layers and can be subdivided into four different domains (E–H; see Figure 7). The E and F domains represent two parts of the Sicilian-Hyblean plateau with domain E representing its unthinned part and domain F corresponding to the Malta Escarpment. The remaining domains G and H are located in the basin, with domain G located at the foot of the escarpment and characterized by a slightly thicker crust than the rest of the basin, which forms domain H. Both domains are separated by the AFS.

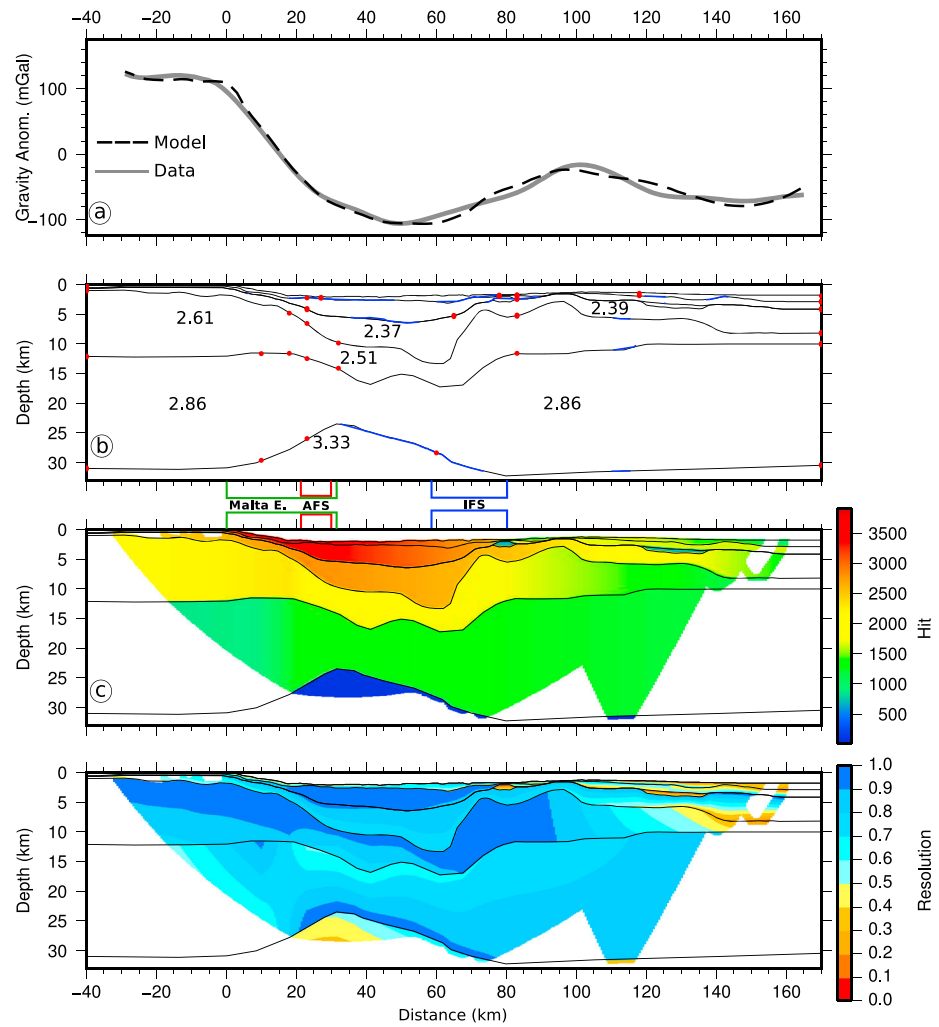


Figure 8. DYP3 velocity model evaluation. (a) Gravity model extracted from the velocity model (dashed black line) compare to data from satellite altimetry (solid gray). (b) Observed reflections from ocean bottom seismometer data, model layer limits (solid black lines), top and bottom velocity/depth nodes (red points), and reflection arrivals picked from ocean bottom seismometer data (blue interfaces). The black numbers are densities used for the gravity modeling. (c) Hit-count for velocity (gridded and colored). (d) Resolution of velocity (gridded and colored). Zones that were not images are blanked.

Sedimentary thickness in domain E is around 5 km, and three separate layers have been modeled. The velocities of these layers increase from 2.40 to 2.60 km/s for the first layer and from 4.35 to 4.65 km/s for the deepest sedimentary layer. Along domain E crustal arrivals are modeled with two layers that are 15 km thick for the upper crust with velocities between 6.00 and 6.40 km/s and 11 km thick for the lower crust with velocities of 6.91 to 7.21 km/s. Sedimentary layer thickness at the Malta escarpment (domain F) is around 2–3 km, lower than in domain E. However, one additional layer was identified and characterized by velocities between 4.50 and 4.80 km/s and a thickness of 2–3 km. The sedimentary layer thickness increases to up to 7 km eastward in this domain. The two crustal layers here show rapid thinning from a combined thickness of 25 km to 10–12 km at the foot of the escarpment at a lateral distance of only 40 km. Along domain G the sedimentary layer thickness increases to up to 8–10 km. Here a velocity inversion has been modeled between the second layer, characterized by velocities between 4.30 and 4.60 km/s and the third layer with velocities between 3.20 and 3.60 km/s. This domain has been modeled by two distinct crustal layers having velocities between 6.20 and 7.00 km/s and a thickness of 8–10 km and a similar layer thickness of 4–5 km. The neighboring domain H represents the deep basin with a sedimentary infill between 8 and 12 km thick, here separated into four layers. A velocity inversion similar to that of domain G is modeled east of OBS 33. The highest sedimentary

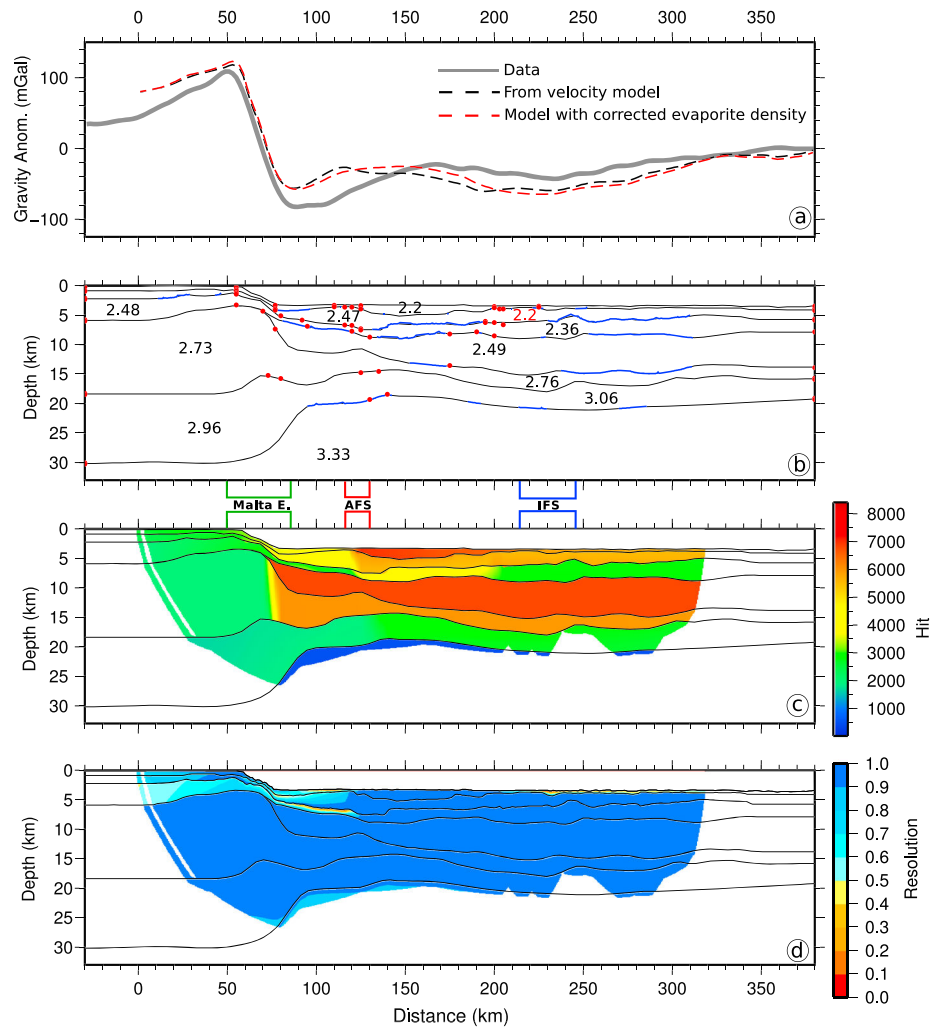


Figure 9. DYP1 velocity model evaluation. (a) Gravity model extracted from the velocity model with the direct velocity density correlation (dashed black line) and corrected evaporite density applied to the high-velocity layer (dashed red line) compared to data from satellite altimetry (solid gray). (b) Observed reflections from ocean bottom seismometer data, model layer limits (solid black lines), top and bottom velocity/depth nodes (red points), and reflection arrivals picked from ocean bottom seismometer data (blue interfaces). The black numbers are densities used for the gravity modeling, and the red one is the corrected density. (c) Hit-count for velocity (gridded and colored). (d) Resolution of velocity (gridded and colored). Zones that were not imaged are white.

velocities of 4.8 km/s have been modeled in the center of the basin. Although the crust modeled in this domain H is similar to that of domain G, but two main differences have been modeled. The crust is 1–2 km thinner, and the upper layer is distinctly thinner than the lower layer. Lower crustal velocities are slightly higher reaching up to 7.3 km/s.

All mantle layer velocities were set to be constant between 8.10 km/s at the Moho interface and 8.40 km/s at the bottom of the model. Those velocities were chosen according to upper mantle arrivals (Pn) from 18 instruments recordings between the OBS 08 and the 51.

5.2. Error Analysis

The resolution parameter is based on the number of rays passing a single-velocity node (Figures 8d and 9d). It is therefore dependent on the number of velocity nodes in each layer and can be used to avoid overparameterization of the model (Zelt, 1999). If a layer is constrained by one single-velocity node, the resolution parameter will be 1. Nodes showing a resolution value greater than 0.5 are considered to be well constrained, and a layer showing an overall resolution over 0.5 is considered as not overparameterized. Where the model is

constrained by reflection phases, the depth of each layer is well constrained (blue lines in Figures 8b and 9b). The ray density provides the number of rays in each cell of the velocity model. Regions with high ray coverage are well constrained (Figures 8c and 9c).

The synthetic seismogram analysis (Figures 2c to 5c) allows us to constrain the velocity gradients of all layers. The finite difference modeling code from the Seismic Unix package (Cohen & Stockwell, 2003; Stockwell, 1999) was used to calculate synthetic seismograms. The input velocity model was calculated from sampling the forward velocity model at a lateral 25 m interval and 10 m interval in depth. Overall, along both profiles, the synthetic seismograms reproduce well the amplitudes and arrival times of the OBS data, showing that the velocity models take into account the majority of the observed phases.

5.2.1. On the DYP3 Profile

The quality of the model is given by the difference between the modeled traveltimes and those picked in the data. The DYP3 model explains 5,910 picks out of 7,367 picks identified from the data, and their uncertainties are given in Table 1. The final RMS traveltimes residual, between the model and the data, is 0.112 ms, and the resulting normalized chi-square is 1.469. The northern velocity model is well constrained along most of the profile except for the deeper layers and the ends of the model. The data quality allowed picking of only relatively few reflected arrivals from the OBS data, and they originate mostly from the three uppermost sedimentary layers and the Moho interface due to the higher impedance increase along these interfaces (Figure 8b). From the hit-count and resolution figures (Figure 8d), it can be observed that the less constrained areas are located in the deeper part of the model. The lower crust and the mantle layers show low hit-count values (Figure 8c). These results can be explained by a lack of late arrivals on the OBS sections for these domains, due to a low quality of the data at offsets greater than 40 km. Concerning the upper parts, the model is more robust due to a better ray coverage, as is attested by high hit-count values and resolution values exceeding 0.5.

5.2.2. On the DYP1 Profile

The DYP1 model uses 19,511 picks out of 23,160 picks identified from the data, and their uncertainties are summarized in Table 1. The final RMS traveltimes residual, between the model and the data, is 0.114 ms, and the resulting normalized chi-square is 1.721. The resolution of the southern velocity model is very good along the entire profile, meaning that the velocity/depth nodes used to define the model are justified and are covered by a high number of seismic rays (Figure 9). The reflections from the OBS data are well distributed along the profile for the sedimentary layers and the Moho interface. Due to the fact that the overlying layer is a high-velocity layer, the third sedimentary layer is constrained by refracted phases only. The fourth sedimentary layer is mostly constrained by reflected phases and few refracted phases, implying that its internal velocities are only partially constrained by the OBS data. This is due to the fact that the overlying layer has a higher velocity. The velocity gradients used for this layer are adapted from Makris et al. (1986), who used deep seismic sounding along a profile crossing the Malta Escarpment (oriented WNW-ESE); Catalano et al. (2001), who studied the CROP-M3 profile coincident to our DYP1 profile; and from Gallais et al. (2011), who examined Expanding Spread Profiles data further south of the profile in the IAP. Also, the later arrivals in the OBS data were used to constrain these velocities (Figure 9). The hit-count values (Figure 9c) gradually decrease toward the base of the profile as expected; thus, the lower crust and mantle layers have the lowest hit-count values because of fewer rays reaching the base. The third sedimentary layer is characterized by a low number of rays due to the high-velocity overlying layer preventing turning rays in this layer. Laterally, the Malta Escarpment shows lower hit-count values than the rest of the profile due to the fewer instruments located on the escarpment. The mantle layer is mainly constrained by seismic rays between OBS 08 and 51 along the profile, and the velocities of 8.10 to 8.40 km/s were used to model turning rays from the upper mantle. Also, the depth of the Moho discontinuity is extrapolated from these observations, our gravity analysis, and the literature (de Voogd et al., 1992; Makris et al., 1986; Nicolich et al., 2000). A detailed uncertainty calculation including a perturbation (Figure S1 of supporting information) and a Monte Carlo (Figure S2, using Loureiro et al., 2016 software) analysis is presented in the supporting information. The ray coverage for sedimentary, crustal, and Moho interfaces are also presented in Figures S3 and S4.

5.3. Gravity Modeling

The velocity model can be additionally constrained by gravity modeling. For this the relationship between seismic velocity and density can be used to calculate an expected gravity anomaly from the ensuing

density model. The *Gravmod* software of Colin Zelt calculates trapezoids of constant density along each model layer from the velocity modeling associating a mean density from its velocity to each trapezoid using an empirical velocity-density relationship (Ludwig et al., 1970). This calculated anomaly can be compared to the free-air gravity anomaly obtained from satellite altimetry (Sandwell & Smith, 1997). This technique can help to constrain the portions of the model that are not penetrated by WAS data. As the deeper mantle layer, which is not constrained by the velocity model, can affect the results of this method, this layer is set to 3.32 g/cm^3 density along the whole profile on both models. Also, to avoid edge effects, all layers are extended by 30 km on both sides and have a maximum depth of 90 km.

5.3.1. Results for the DYP3 Gravity Profile

The results obtained for the northern DYP3 velocity model show a good fit between the free-air anomaly extracted from our density model and the gravity anomaly obtained by satellite altimetry (Bonvalot et al., 2012; Figures 8a and 8b). The gravity model provides better constraints on the deeper parts of the velocity model, especially for the eastern part of the model that is not well covered by seismic rays. Here the results obtained by the gravity anomaly modeling are good and provide new constraints on the deeper part of the velocity model (Figures 8a and 8b). The mantle layer was adjusted to fit the data at 30 km of model offset by a lower density of 3.30 g/cm^3 in agreement with the fact that it is a geological transition zone.

5.3.2. Results for the DYP1 Gravity Profile

On the southern profile (Figures 9a and 9b), the fit between the gravity anomaly extracted from the model and the observed anomaly is less satisfactory using the empirical velocity-density relationship only than along the northern profile. However, the large-scale features are well explained by our velocity model. In detail, the fit is moderate between 75 and 120 km of offset along the profile and the discrepancy results from an excess of mass in our model. One explanation is that the method relies on the direct conversion of velocities into density. In the velocity model, this region corresponds to the thickest part of the shallow high-velocity layer that is interpreted by numerous studies to represent the Messinian evaporites (Gallais et al., 2011; Gailler et al., 2009; Leprêtre et al., 2013; Nicolich et al., 2000; Polonia et al., 2016). However, evaporites have high seismic velocities due to their crystalline structure, but low densities (de Voogd et al., 1992; Trippetta et al., 2010), so the direct conversion can then not be applied to this specific layer. The gravity anomaly was modeled again using a value of typical evaporite density (red value in Figure 9b), and the results obtained provide a better fit where the evaporite layer is the thickest along the profile (Figure 9a). The remaining misfit cannot be explained by the presence of evaporites along the model and probably is due either to regional density variations in the mantle, which cannot be explained by our velocity model, or alternatively may be caused by three-dimensional variations of the Moho topography.

6. Discussion

In the sections below, we discuss the implications of our results for the opening of the basin, the crustal nature, and the location of the STEP fault.

6.1. Interpretation of DYP3 Profile

The DYP3 profile is located in a region where ancient structures (e.g., the Malta escarpment), formed by the opening of the Tethys, are interacting with more recent structures, originating from the active subduction and slab roll-back. This creates a complicated, highly three-dimensional configuration. Along the northern DYP3 profile, the upper sedimentary layer velocities do not vary significantly along the profile. Slightly higher velocities are determined for the deeper sediments of the asymmetric basin. This result can be explained by a higher compaction at the bottom of the basin due to the overburden. Otherwise, the two high-velocity layers within the sediments in domain D are characterized by velocities corresponding to evaporites (4.5–4.8 km/s) probably deposited during the Messinian event and commonly imaged in the Mediterranean basins (Gailler et al., 2009; Leprêtre et al., 2013). Based on the seismic velocities of these layers, an alternate hypothesis can be that they consist of carbonate deposits belonging to the Calabrian backstop. However, our preferred conclusion concerning these layers is that they are evaporitic sediments as interpreted previously from MCS data (Figures 5 and 6 of Polonia et al., 2016). As the evaporites were deposited in the deeper part of the basins, the absence of evaporites along most of the northern profile can be explained by its shallower bathymetrical position.

In domains A and D, the crustal thicknesses are modeled to be 29 and 26 km, respectively, and are characterized by low-velocity gradients indicating the presence of continental crust. They correspond to the Sicilian and the Calabrian continental domains. It can be observed that the upper crustal layer of the Calabrian domain is highly deformed (domain D). The slab roll-back may have deformed and fractured the crust in this region, which can explain the relatively low velocities in the upper crustal layer. The lack of information coming from the WAS on the lower crust of the Calabrian domain (D) do not allow us to extrapolate an origin for its velocities and thicknesses.

Based on the seismic velocities and geometry of the domain B, the Malta Escarpment is interpreted as a zone of abrupt crustal thinning. Its structure shares close similarity to other transform margins, especially very strong thinning over a lateral distance of only 40 km (see section 6.3; Mercier de Lépinay et al., 2016). Regarding the sedimentary basin edges, thinning at the Malta Escarpment is greater than along the Calabrian western edge but less steep (Figure 6, domains B and C). We propose that the Malta Escarpment is related to the original opening of the Tethys Ocean and the later influence of a STEP fault in this region, both of which will be discussed in more detail in a later section.

The crust located in domain C is interpreted as a two-layered thinned continental crust based on the low-velocity gradients and comparison to velocity-depth profiles from typical oceanic and continental crust (Figure 6) (Christensen & Mooney, 1995; White et al., 1992). But regarding only the internal velocities, the first layer of this crust could also be interpreted as a high-velocity sedimentary layer (Figure 6, green layer of domain D), similar to the one imaged on the southern profile (see section 6.2). Following this hypothesis, high amplitudes of reflected and refracted phases should be found in the next deeper interface as is generally observed at the interface between the sedimentary and the upper-crustal layers, which is not the case here. The major reflected and refracted phases are observed at the top of the high-velocity layer (from 5.0 to 5.4 km/s of the domain C) even if they are attenuated by the thickness of the overlying low-velocity layers (Figures 3a and 3b where the strong upper-crustal refraction corresponds to the continuity of this high-velocity layer). Moreover, in comparison to the southern high-velocity sedimentary layer, the northern one shows higher velocities (5.0–5.4 km/s to the north compared to 4.5 to 4.8 km/s to the south). These differences cannot be explained by the compaction of already lithified sediments. This layer shares more similarities, in terms of velocities, with the upper crust of the Calabrian continental domain D than with the Sicilian domain A. A less pronounced similarity is observed for the lower-crustal layer where the velocities and gradients of the thinned crust of domain C are more homogeneous in the Calabrian domain than the Sicilian (6.5 to 7.0 km/s for the Calabrian domain and the domain C rather than the 6.5 to 7.2 km/s for the Sicilian).

These observations are relevant for the interpretation of the origin of the basin and the identification of the major structures that limit the sedimentary basin on both sides. As discussed in the sections below, the high P wave velocity unit (≥ 5 km thick) is interpreted to consist of Mesozoic carbonates. This layer is absent on the northern profile, and therefore, we conclude the deep asymmetrical basin opened in the Cenozoic. We propose that the basin was formed during the opening of the Messina Strait, between the Peloritan and the Calabrian terranes that are known to be diverging from GPS observations as well as major normal faulting earthquakes (Palano et al., 2012, 2017). While the Peloritan continental domain collides with the Nubian Sicily domain and therefore is locked, the Calabrian backstop is still free to continue its way to the south-east during slab roll-back. In between, a transtensional upper-plate basin opens following the thinning of the crust. In this hypothesis the edge of the Calabrian domain is interpreted as a major transtensional fault. This fault bounds the asymmetrical basin that formed in recent times.

The position of the oceanic crust that is subducting on the northern velocity profile is not constrained by our data. Two hypotheses can be proposed: the oceanic crust is already deep under the Calabrian backstop and a mantle layer separates them. In this hypothesis the WAS method could not reach the oceanic slab. The second hypothesis is that the oceanic crust cannot be observed in the velocity model because it cannot be resolved by our data set on the deeper eastern part. It may be located directly below the thin continental crust of the Calabrian block. But no evidence of such transition was found in our OBS data.

6.2. Interpretation of Profile DYP1

Along the southern DYP1 profile, the velocities and thickness of the sedimentary cover are more variable than along the northern profile. Along the Sicilian-Hyblean margin (domain E) two sedimentary layers are

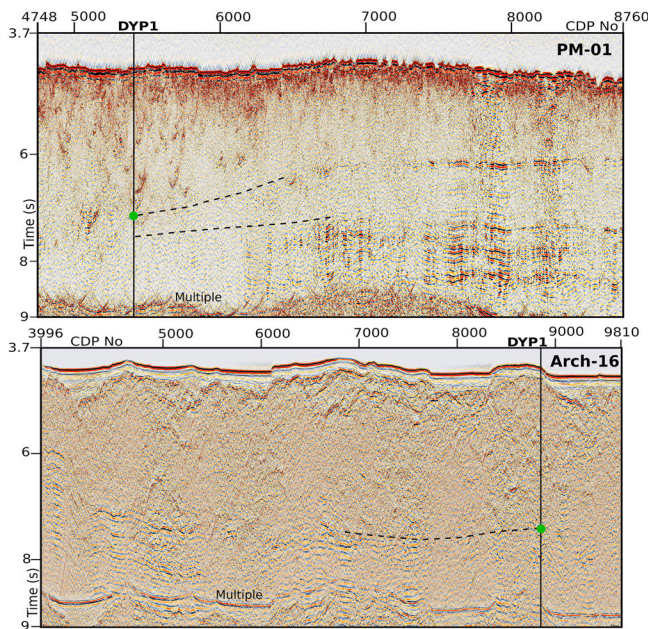


Figure 10. Multichannel seismic profiles crossing the southern DYP1 profile of this study, position marked in Figure 1. Top: PrisMed 01 (1993, R/V Le Nadir); bottom: Archimede (1997, R/V Le Nadir); processing is presented in Gallais et al. (2011). The green dots on crossing lines represent the top of the high velocity layer above the crust found on this study DYP1 profile. Notice that the lateral prolongation of this layer below the green dot shows a layered facies that is interpreted as high velocity sediments, likely deepwater carbonates.

characterized by relatively high sediment velocities (4.1–4.5 km/s) and are interpreted as thick layers of Mesozoic carbonates, as found in southern Sicily and on the Hyblean plateau (Monaco & De Guidi, 2006).

The uppermost sedimentary layer located within the basin (domains F, G, and H) is between 500 m and 3 km thick with relatively low velocities probably due to the high water content in this young sedimentary layer. Velocities and thicknesses are comparable to those modeled along the northern DYP3 profile. Underneath this layer, a sedimentary layer with higher velocities (4.3 km/s to 4.6 km/s) is imaged, likely corresponding to the Messinian evaporites as previously proposed (Gallais et al., 2011; Polonia et al., 2011, 2016). This layer presents a discontinuity in terms of seismic velocities with a low-velocity zone between 117 and 210 km of model offset. This zone is characterized by velocities similar to those found in the shallow sedimentary layers of the northern profile. We conclude that the pre-Messinian, clastic accretionary inner wedge (without high-velocity evaporites) is indenting the post-Messinian evaporitic wedge (Figure 1) as suggested by an earlier study (Gutscher et al., 2016). This interpretation of the WAS model is in good agreement with other geophysical data interpretations. For example, it is supported by the precedent analysis of the Messinian evaporite extent in the basin using seismic reflection data (Gallais et al., 2012). This indentation may also be correlated to observations in swath bathymetric data, such as several “slip-lines” that propagate through the post-Messinian wedge and originate from the southern termination of the AFS (Gutscher et al., 2017). Otherwise, the thickness of the evaporite layer increases from the foot of the Malta Escarpment and thins abruptly along the AFS at 117 km of offset along

the profile. This observation indicates that the indentation postdates the formation of the Messinian evaporitic wedge. Also, on its western edge, the indentation seems to follow the AFS that probably acts as an inherited structure.

The deepest sedimentary layer has velocities similar to those of the evaporitic layer. However, the high velocities may be related to the nature of this layer and the compaction under the high overburden of 5–7 km of the upper sediments. Concerning its nature, as observed in previous studies, the velocities and velocity gradients of this layer are relatively difficult to model because of the overlying high-velocity evaporite layer and the velocity inversion (de Voogd et al., 1992; Makris et al., 1986; Nicolich et al., 2000). A comparison to existing reflection seismic studies shows that the corresponding seismic reflection facies is characterized by well-stratified reflections typical for sediments (Figure 10) (Catalano et al., 2001; Polonia et al., 2011, 2016). According to the MCS data this deep sedimentary layer seems to have been disturbed by the construction of the accretionary wedge.

The Sicilian crust (domain E of DYP1) is about 25–26 km thick and separated into two layers with velocities and velocity gradient characteristic for continental crust (Figure 7, domain E). This region belongs to the Hyblean plateau of the African plate and is similar to domain A of the northern profile DYP3. Direct comparison of both domains reveals that the lower crust of the northern profile is thicker than on the southern profile. This observation is probably related to the proximity of the Gela Nape thrust front on the northern DYP3 profile (Valenti et al., 2015). The deep structure of the Malta Escarpment (domain F) shows a similar width and geometry on both profiles, indicating that the margin has undergone a similar tectonic history in the north and south (Figure 7, domain F). We propose that it is a transition zone formed by the opening of a transform margin (see section 6.3).

The 8–10 km thick crust at the foot of the slope (domain G) is interpreted as a transitional crust that is more likely a thinned continental crust than a purely oceanic one. While the thickness might correspond to a thick oceanic crustal origin, the low-velocity gradients and the division into two layers of equal thickness support a thinned continental affinity (Figure 7, domain G). However, the possibility of a thick oceanic crust at this

location cannot be excluded. In this case, the crust could have been produced at the beginning of the oceanization of the basin, under thermal conditions that were different than for the rest of the profile. Our preferred interpretation is that domain G is underlain by thinned continental crust that was formed during the transform opening of the basin (Figure 7). This hypothesis is supported by the proximity of the Alfeo seamount, which is known to have a continental origin, because shallow-water carbonate sediments, similar to those of the Hyblean continental plateau, have been dredged here (Rossi & Borsetti, 1977).

Further to the east (domain H) the crust thins to 5–7 km thickness. It consists of a 2–3 km thick upper crustal layer and a 4 km thick lower crustal layer. The velocities in the lower crustal layer are significantly higher than in domain G. Comparison of the velocity-depth distribution functions from this domain to typical oceanic crust (White et al., 1992) and to serpentinised upper mantle material (Dean et al., 2000; Prada et al., 2014) shows that velocities here are untypical for both of these crustal types (Figure 7, domain H). The crust is slightly thinner than Atlantic type oceanic crust, and the velocities are slightly higher, especially the upper crustal layer. This might be related to its old age and compaction due to the thick overlying sedimentary layers. Otherwise, this could indicate that some peridotites have been incorporated into the crust probably at its formation, as can be observed at slow spreading ridges (Cannat, 1993; Sauter et al., 2013). The last hypothesis is in good agreement with earlier interpretations (D'Alessandro et al., 2016; Polonia et al., 2017); however, the diapiric structures presented in this latter study do not correspond to velocity anomalies along our profile, nor structures observed in the OBS data. Finally, the narrow transition zone between thinned continental crust and the oceanic domains corresponds to a deep expression of the AFS that seems to affect the entire crust (Nicolich et al., 2000). Although the Moho depth and upper mantle velocities are less well constrained than the sedimentary and crustal structures, this part of the model is constrained by Pn and PmP arrivals (Figure 9).

6.3. Comparison With Other Continental Margins

To understand the origin of the Malta Escarpment and the Ionian basin, it is interesting to compare the deep structure of the eastern Sicily margin to other continental margins, formed by orthogonal rifting and oblique/transform rifting (Figure 11). Transform margins are mostly characterized by a narrow ocean-continent transition (OCT) zone and a short necking zone, on the order of 50–100 km, leading to a steep Moho inclination (Mercier de Lépinay et al., 2016, and references therein) (Figure 11, domains C and D). The zone over which crustal thinning occurs is about 50 km wide for the Demerara plateau in Guyana and 60 km in the Gulf of Cadiz (Greenroyd et al., 2008; Sallarès et al., 2011). Moreover, transform margins typically have a steep bathymetry with a strong continental slope angle (Mercier de Lépinay et al., 2016). On the contrary, orthogonal margins are characterized by a gentle continental slope and an OCT up to several hundreds of kilometers wide. For comparison the width of the crustal necking zone of the conjugate margin pair of Nova Scotia and Morocco is 150 to 250 km (Figure 11, domains A and B) (Biari et al., 2015; Funck et al., 2004).

Both final velocity models from our study (Figure 11, domains E and F) image a steep continental slope (13.2°) along the Malta Escarpment, which is also observed in the bathymetric data. The main thinning of the continental crust takes place over a short distance of about 50 km, although on the northern profile oceanization never sets in because it was already being subducted and cut by the Calabrian backstop. This leads us to conclude that the deep structure of the Malta Escarpment is an abrupt crustal necking zone, and in comparison to other margins, the eastern Sicily margin exhibits the typical characteristics of transform margins. This conclusion has geodynamic implications concerning the mechanism of the formation of the Ionian basin and leads us to propose that the basin was formed in a transform margin setting during the Early Mesozoic as was proposed earlier (Frizon de Lamotte et al., 2011; Gallais et al., 2011). In this interpretation the Apulian Escarpment cannot be considered as a conjugate margin of the Malta Escarpment.

6.4. Location of the Proposed STEP Fault

The most probable location for the major lithospheric tear (or STEP) fault can be deduced from the velocity models, as this major fault will affect the entire crust reaching into the upper mantle. The STEP fault in the Ionian basin has been active since the last 8–10 Ma (Gallais et al., 2013; Polonia et al., 2016). The sense of motion along the STEP fault has to be normal in the southern part of the basin, due to the collapse of the subducting plate, and strike-slip motion will occur additionally to the normal one in the northern part because of the upper plate advance in response to slab-roll back (Gallais et al., 2013). For these reasons,

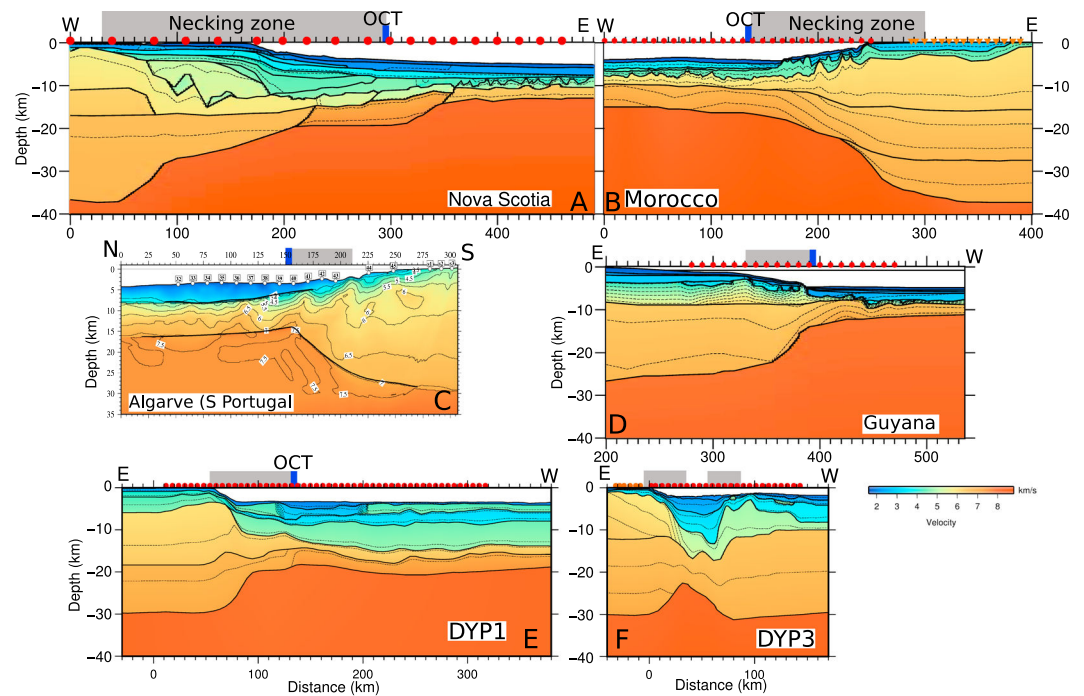


Figure 11. Comparison of velocity models at the same scale ($VE = 4$) from two known orthogonal rifted margins (A and B), two known transform margins (C and D), and from this study (E and F). Morocco profile (Biari et al., 2015), Nova Scotia (Funck et al., 2004), Guyana (Greenroyd et al., 2008), and Gulf of Cadiz are from a tomographic inversion (Sallarès et al., 2011), while the others use a forward modeling approach. The gray rectangles represent the necking zone, and the blue triangle marks the ocean-continent transition.

three hypotheses prevail for the STEP fault location: the Malta Escarpment (Argnani & Bonazzi, 2005), the AFS (Gutscher et al., 2016), and the IFS (Polonia et al., 2016). Our two velocity models trend perpendicular to the three structures and thus allow us to verify to what extent the structures affect the crust.

The first hypothesis places the STEP fault along the foot of the Malta Escarpment because it is the major bathymetric feature and active normal faults were observed at its foot (Argnani & Bonazzi, 2005). According to our study, the Malta escarpment affects the crust, which thins from 29 to only 8 km. However, as explained above, this structure is mainly inherited from the original margin formation in the Early Mesozoic. Previous studies conclude that the activity along the escarpment is mostly normal and is closely related to its own collapse (Torelli et al., 1998) and in the northern part to the collapse of the eastern flank of the Mount Etna. Moreover, the presence of a thinned continental domain observed at the foot of the escarpment (domain G) cannot be explained without invoking a major deformation zone with a crustal expression, which is observed at the AFS.

This is why the second hypothesis places the tear fault along the AFS. Along this deformation structure, the faulting is mainly normal in the southern part of the basin developing a shear component closer to the backstop boundary in the north, as was observed in bathymetry and shallow seismic reflection profiles (Gallais et al., 2013; Gutscher et al., 2016). The final velocity model DYP1 images a lateral change of sedimentary velocities as well as the transition from thinned continental crust to oceanic crust at the location the AFS. The indentation caused by the advance of the clastic inner wedge through the evaporitic wedge coincides with the transition between the thinned continental and the oceanic crustal domains. Moreover, this structure affects the crust down to Moho depth in the southern velocity model, as also observed in reflection seismic data (Nicolich et al., 2000).

The third hypothesis proposes that the location of the STEP fault trends along the IFS. On the southern DYP1 velocity model the oceanic crust present throughout the eastern portion of the profile does not appear to be disturbed (thinned or thickened) at the location of the IFS. A decrease of the upper-crust over lower-crust

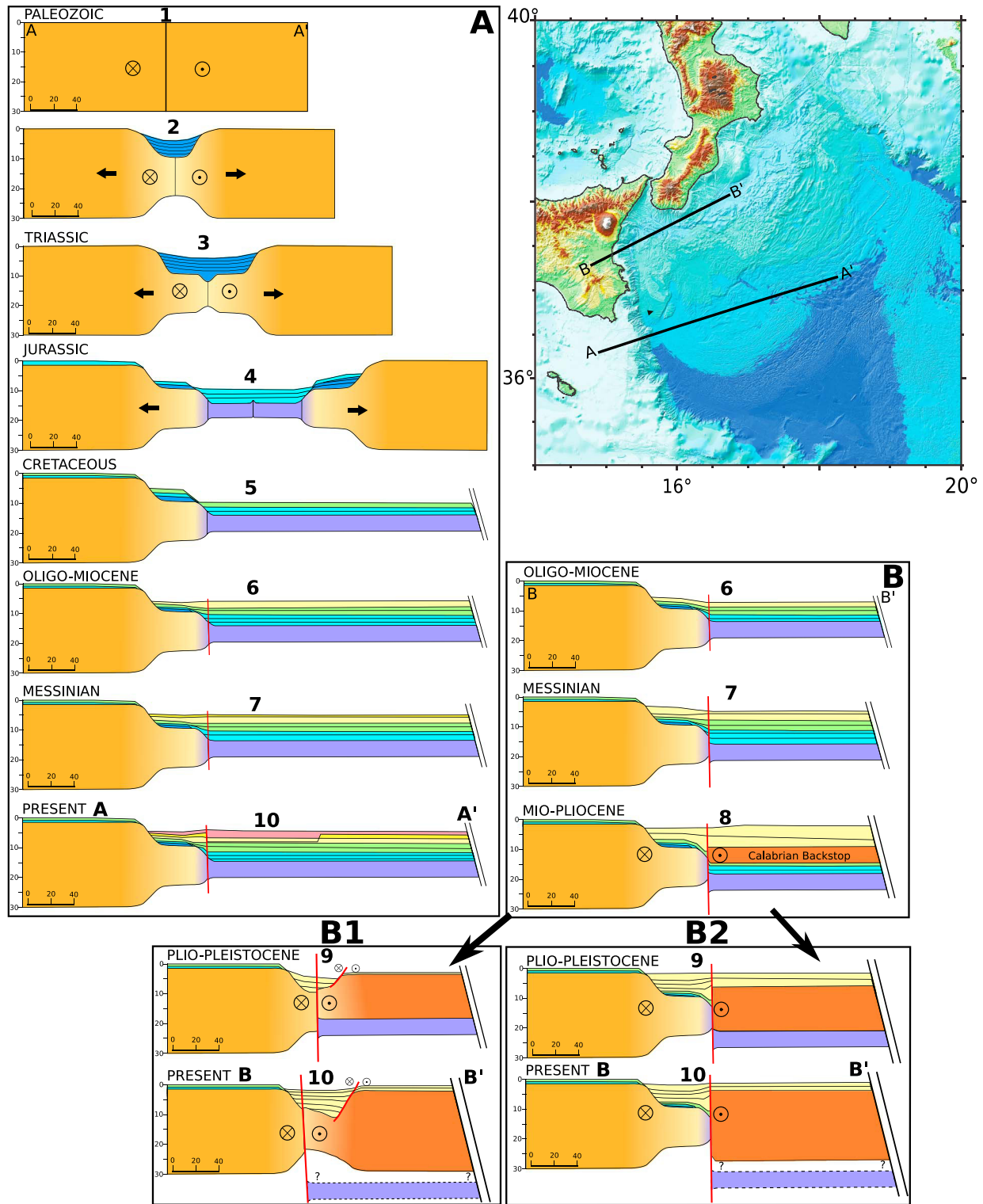


Figure 12. Proposed simplified tectonic evolution of the margins structures. A: Long term evolution of the eastern Sicily margin corresponding to the southern DYP1 profile. B 1 and B2: Long-term evolution of the Northern part of the eastern Sicily margin corresponding to the DYP3 profile including a recent collision phase. Please notice that before the Oligo-Miocene (step 6), the margins along both profiles have the same evolution. B1: First hypothesis that places the STEP fault along the Ionian fault system. Notice the presence of a Jurassic-Cretaceous sediment layer at the bottom of the basin. B2: Second hypothesis with the STEP fault placed along the Alfeo Fault System. Note the absence of the Jurassic-Cretaceous sediments and the thicker crust. In this last hypothesis the basin find its origin in rifting of the Calabrian and Peloritani continental terranes. The relative movements of blocks in the plan are represented by the cross and point symbols.

thickness ratio is observed, but the resolution of the model at this location is poorer than for the rest of the profile. Although the STEP fault is more difficult to identify along the northern DYP3 profile, a major fault at the flank of the Calabrian continental domain can explain the deep and asymmetric sedimentary basin observed along the profile. This structure appears to correspond closely to the deep expression of the IFS in its northern part. It seems logical to place the STEP fault along this major structure at the location of the northern velocity model because of its crustal expression and already known associated faults (Polonia et al., 2011, 2016). However, if the STEP fault location is along the IFS, then the margin observed in the north would be the same as the undeformed margin observed in the south, especially domains C and G should be similar (Figure 12, domain B2). The Calabrian backstop in response to slab roll-back advances toward the south-east and comes from behind the cross section. As the oceanic domain is subducted, a new limit along the ancient OCT is created. It is important to notice that the thick layer of high-velocity sediments should be observed in the northern velocity model similar to the southern model and that the asymmetry of the basin is more difficult to explain in such a scenario.

The observations drawn from the velocity models of this study include the following: (1) the deep structure of the Malta Escarpment is different on both profiles, especially in domains C and G, (2) the deep high-velocity sedimentary layer is absent on the northern profile, and (3) the thinned continental crust found at the bottom of the domain C shows a greater affinity to the Calabrian backstop than the Sicilian one. Therefore, we propose that the IFS results from the opening of the deep asymmetrical sedimentary basin that found its origin in the collision of the Peloritan with Nubian Sicily and its separation of the Calabrian block (Figure 12, domain B1). We propose that the thinned continental crust observed on domain C belongs to the Calabrian-Peloritan domains. The limit observed at 20 km of model offset in the northern velocity model is in good agreement with this hypothesis, where the thinned continental domain of the Calabrian-Peloritan terranes collides with the Sicilian one. In this case, the most probable location for the STEP fault on both velocity models is the AFS as was previously proposed (Gallais et al., 2013; Gutscher et al., 2016). The STEP fault on the northern velocity model is placed at 20 to 30 km of model offset. In this hypothesis the structure limits the Sicilian Nubian domain to the west and the Peloritan-Calabrian thinned continental domain to the east.

Finally, this hypothesis is in good agreement with onshore observations as the prolongation of the AFS follows the geological transition of the Taormina line that limits the Nubian plate and the Peloritan continental block. Moreover, the presence of Mount Etna along this direction, and the geochemical nature of its extrusive volcanic rocks, which indicates a deep-mantle origin of the volcano, also supports this location for the STEP fault (Schiano et al., 2001).

7. Conclusions

The WAS data acquired during the DIONYSUS survey image the deep structure of the Ionian basin and the eastern Sicily margin. The crust observed in the deeper parts of the basin (DYP1) has strong similarities in terms of velocities and gradients with an oceanic-type crust. But the hypothesis of a peridotites intruded oceanic crust or partially serpentinized upper mantle cannot be excluded. The Malta Escarpment is imaged as a zone of abrupt crustal thinning extending 50–60 km further east of its bathymetric expression. As its structure is highly similar to other transform margins it likely represents a remnant of a transform margin that formed during the Early Mesozoic. According to our results and preceding works in the area, we believe that the Ionian basin can be considered as a remnant of the Neo-Tethys ocean.

Concerning the recent geodynamic history of the basin and especially the lithospheric tear fault location, we favor the hypothesis that the STEP fault follows the trend of the AFS rather than the Malta Escarpment or the IFS. This conclusion is based on several arguments that correspond to earlier results corroborated by the new velocity models. The first argument concerns the southern profile DYP1, where the AFS affects the crust down to the crust-mantle boundary and is located along a transition between a thinned continental domain and an oceanic one. Also, according to recent MCS data, the AFS is still active today with normal to transcurrent motion along its southern extension and dextral strike-slip motion to the north (Gallais et al., 2013; Gutscher et al., 2016; with high-resolution seismic profiles). The second is that, on the contrary, the IFS does not affect the crust in our velocity model, even if it is an active structure close to the Calabrian block. Finally, the Malta escarpment affects the crust but does not seem to be an active strike-slip tectonic feature, as its faults correspond to a normal motion that can be related to its own collapse. Our conclusion for the tear

fault location in the northern profile is that this recent structure is probably superposed to the ancient structure of the Malta escarpment. The location of the subducting slab along the northern profile remains an open question that will be explored in the future using a 3-D gravity modeling.

Acknowledgments

We thank the captain and crew of the R/V Meteor for the data acquisition during the marine survey. The DIONYSUS cruise is funded through the Deutsche Forschungsgemeinschaft DFG. We also acknowledge *Région Bretagne* and Ifremer for funding the PhD scholarship associated to this work, as well as the University of Western Brittany (UBO) and the LabexMer for their help and funding of this work. We would like to acknowledge scientists and technical teams of the INGV for deploying the land stations and Bruno Marsset from Ifremer for help processing these data. Most of the figures from this paper were generated using the Generic Mapping Tools version 4.5.8 (<http://gmt.soest.hawaii.edu>), and the SU (Seismic Unix) software was used for processing the WAS data as well as calculation of the synthetic data (Cohen & Stockwell, 2003). We would like to thank Alina Polonia for providing access to the CROP-M3 profile, coincident to the DYP1 profile of this study. We would like to thank the reviewers Sara Martínez-Loriente and Manel Prada that provided constructive comments, which helped in the revision of the manuscript. The raw data used in this publication are accessible on demand at <http://doi.org/10.17882/52435>.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., et al. (2011). Zagros orogeny: A subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Amato, A., Alessandrini, B., Cimini, G., Frepoli, A., & Selvaggi, G. (1993). Active and remnant subducted slabs beneath Italy: Evidence from seismic tomography. *Annali di Geofisica*, 36(2), 201–214.
- Argnani, A. (2009). Evolution of the southern Tyrrhenian slab tear and active tectonics along the western edge of the Tyrrhenian subducted slab. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 193–212.
- Argnani, A., & Bonazzi, C. (2005). Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data: Offshore eastern Sicily. *Tectonics*, 24, TC4009. <https://doi.org/10.1029/2004TC001656>
- Argnani, A., Cimini, G. B., Frugoni, F., Monna, S., & Montuori, C. (2016). The role of continental margins in the final stages of arc formation: Constraints from teleseismic tomography of the Gibraltar and Calabrian Arc (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 677–678, 135–152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.037>
- Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, F., Geli, L., Crozon, J., Lin, J. Y., & Sibuet, J.-C. (2004). MicroBS: A new generation of ocean bottom seismometer. *First Break*, 22, 41–47.
- Baccheschi, P., Margheriti, L., Steckler, M. S., & Boschi, E. (2011). Anisotropy patterns in the subducting lithosphere and in the mantle wedge: A case study—The southern Italy subduction system. *Journal of Geophysical Research*, 116, B08306. <https://doi.org/10.1029/2010JB007961>
- Bialas, J., & Flueh, E. R. (1999). Ocean bottom seismometers. *Sea Technology*, 40, 41–46.
- Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., et al. (2015). Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey). *Tectonophysics*, 656, 154–174. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.019>
- Bonvalot, S., Balmimo, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales N., et al. (2012). World gravity map. *Commission for the Geological Map of the World*. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.
- Bouillin, J. P. (1986). Le "bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4), 547–558.
- Cannat, M. (1993). Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, 98(B3), 4163–4172. <https://doi.org/10.1029/92JB02221>
- Catalano, R., Doglioni, C., & Merlini, S. (2001). On the Mesozoic Ionian basin. *Geophysical Journal International*, 144(1), 49–64. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540X.2000.01287.x>
- Cernobori, L., Hirn, A., McBride, J. H., Nicolich, R., Petronio, L., Romanelli, M., & Streamers/Profiles Working Groups (1996). Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins. *Tectonophysics*, 264(1-4), 175–189. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00125-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00125-4)
- Chiarabba, C., De Gori, P., & Speranza, F. (2008). The southern Tyrrhenian subduction zone: Deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(3-4), 408–423. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.036>
- Chiarabba, C., & Palano, M. (2017). Progressive migration of slab break-off along the southern Tyrrhenian plate boundary: Constraints for the present day kinematics. *Journal of Geodynamics*, 105, 51–61. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.01.006>
- Chiocci, F. L., Coltelli, M., Bosman, A., & Cavallaro, D. (2011). Continental margin large-scale instability controlling the flank sliding of Etna volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(1-2), 57–64. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.040>
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research*, 100(B6), 9761–9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- Cimini, G. B. (1999). P-wave deep velocity structure of the southern Tyrrhenian Subduction Zone from nonlinear teleseismic travel-time tomography. *Geophysical Research Letters*, 26(24), 3709–3712. <https://doi.org/10.1029/1999GL010907>
- Civello, S., & Margheriti, L. (2004). Toroidal mantle flow around the Calabrian slab (Italy) from SKS splitting. *Geophysical Research Letters*, 31, L10601. <https://doi.org/10.1029/2004GL019607>
- Cohen, J. K., & Stockwell, J. W. Jr. (2003). CWP/SU: Seismic Unix release no. 36: A free package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- D'Agostino, N., D'Anastasio, E., Gervasi, A., Guerra, I., Nedimović, M. R., Seiber, L., & Steckler, M. (2011). Forearc extension and slow rollback of the Calabrian Arc from GPS measurements: Forearc extension of the Calabrian arc. *Geophysical Research Letters*, 38, L17304. <https://doi.org/10.1029/2011GL048270>
- D'Alessandro, A., Mangano, G., D'Anna, G., & Scudero, S. (2016). Evidence for serpentinization of the Ionian upper mantle from simultaneous inversion of P- and S-wave arrival times. *Journal of Geodynamics*, 102, 115–120. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.09.003>
- de Voogd, B., Truffert, C., Chamot Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S., & Pichon, X. (1992). Two ship deep seismic soundings in the basins of the eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophysical Journal International*, 109(3), 536–552. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00116.x>
- Dean, S. M., Minshall, T. A., Whitmarsh, R. B., & Loudon, K. E. (2000). Deep structure of the ocean continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM 9 transect at 40°20'N. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5859–5885. <https://doi.org/10.1029/1999JB900301>
- Della Vedova, B., Pellis, G., & Pinna, E. (1989). Studio geofisico dell'area di transizione tra il Mar Pelagico e la Piana Abissale dello Jonio. *Atti dell'8° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma*, 1, 543–558.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L.-E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., et al. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241–315. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265–283. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2001). History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809–820. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x>
- Finetti, I. (1982). Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 24(96), 247–312.

- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., & Ringenbach, J.-C. (2011). The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes: Tethys southernmost margin. *Tectonics*, *30*, TC3002. <https://doi.org/10.1029/2010TC002691>
- Funck, T., Jackson, H. R., Loudon, K. E., Dehler, S. A., & Wu, Y. (2004). Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada): Structure of Nova Scotia rifted margin. *Journal of Geophysical Research*, *109*, B09102. <https://doi.org/10.1029/2004JB003008>
- Gailler, A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D., Sardinia Sci, P., & Tech, O. B. S. T. (2009). Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro-Provençal basin from wide-angle seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, *286*(1-2), 333–345. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.07.001>
- Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., & Klaeschen, D. (2013). Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (southern Italy). *Tectonophysics*, *602*, 141–152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.026>
- Gallais, F., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., & Klaeschen, D. (2011). A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data. *Journal of Geophysical Research*, *116*, B12108. <https://doi.org/10.1029/2011JB008505>
- Gallais, F., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., & Graindorge, D. (2012). Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): Constraints from depth migrated multichannel seismic data. *Marine Geology*, *326-328*, 28–45. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.08.006>
- Govers, R., & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, *236*(1-2), 505–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>
- Greenroyd, C. J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., & Hobbs, R. W. (2008). Demerara Plateau—The structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International*, *172*(2), 549–564. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03662.x>
- Gross, F., Krastel, S., Geersen, J., Behrmann, J. H., Ridente, D., Chiocci, F. L., et al. (2016). The limits of seaward spreading and slope instability at the continental margin offshore Mt Etna, imaged by high-resolution 2D seismic data. *Tectonophysics*, *667*, 63–76.
- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., de Lepinay, B. M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., et al. (2016). Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics*, *35*, 39–54. <https://doi.org/10.1002/2015TC003898>
- Gutscher, M.-A., Kopp, H., Krastel, S., Bohrmann, G., Garlan, T., Zaragosi, S., et al. (2017). Active tectonics of the Calabrian subduction revealed by new multi-beam bathymetric data and high-resolution seismic profiles in the Ionian Sea (Central Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, *461*, 61–72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.020>
- Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Laigle, M., Cernobori, L., & Group, ES (1997). Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, *148*(1-2), 171–191. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00023-X)
- Jolivet, L., Faccenna, C., Agard, P., Frizon de Lamotte, D., Menant, A., Sternai, P., & Guillocheau, F. (2015). Neo-Tethys geodynamics and mantle convection: From extension to compression in Africa and a conceptual model for obduction. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *53*(11), 1190–1204.
- Lallemand, S., & Funicello, F. (Eds.) (2009). *Subduction zone geodynamics, Frontiers in Earth Sciences*. Berlin: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9>
- Le Meur, D. (1997). Etude géophysique de la structure profonde et de la tectonique active de la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne (*Doctoral dissertation*).
- Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M. O., Yelles, K., et al. (2013). Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*, 3899–3916. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50318>
- Loneragan, L., & White, N. (1997). Origin of the Betic Rif mountain belt. *Tectonics*, *16*(3), 504–522. <https://doi.org/10.1029/96TC03937>
- Loureiro, A., Afilhado, A., Matias, L., Moulin, M., & Aslanian, D. (2016). Monte Carlo approach to assess the uncertainty of wide-angle layered models: Application to the Santos Basin, Brazil. *Tectonophysics*, *683*, 286–307. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.040>
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E., & Drake, C. L. (1970). Seismic refraction. *The sea*, *4*(part 1), 53–84.
- Makris, J., Nicolich, R., & Weigel, W. (1986). A seismic study in the western Ionian Sea. In *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and Planetary Physics*, *4*(6), 665–678.
- Malinverno, A., & Ryan, W. B. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, *5*(2), 227–245. <https://doi.org/10.1029/TC005i002p00227>
- Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W. R., Patriat, M., Maillard, A., & De Clarens, P. (2016). Transform continental margins—Part 2: A worldwide review. *Tectonophysics*, *693*, 96–115. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.038>
- Minelli, L., & Faccenna, C. (2010). Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean): Calabrian accretionary wedge. *Tectonics*, *29*, TC4004. <https://doi.org/10.1029/2009TC002562>
- Monaco, C., & De Guidi, G. (2006). Structural evidence for Neogene rotations in the eastern Sicilian fold and thrust belt. *Journal of Structural Geology*, *28*(4), 561–574. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.01.010>
- Moretti, M., Improta, L., Margheriti, L., De Gori, P., Silvestri, M., Criscuolo, F., et al. (2015). Esperimento DIONYSUS: Deep structure of the Ionian Sea and east Sicily: Wide-angle seismic SURvey of the Calabria Subduction zone and Tethys margins. Il contributo dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. *Rapporti Tecnici INGV*.
- Neri, G., Marotta, A. M., Orecchio, B., Presti, D., Totaro, C., Barzaghi, R., & Borghi, A. (2012). How lithospheric subduction changes along the Calabrian Arc in southern Italy: Geophysical evidences. *International Journal of Earth Sciences*, *101*(7), 1949–1969. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0762-7>
- Neri, G., Orecchio, B., Totaro, C., Falcone, G., & Presti, D. (2009). Subduction beneath southern Italy close the ending: Results from seismic tomography. *Seismological Research Letters*, *80*(1), 63–70. <https://doi.org/10.1785/gssrl.80.1.63>
- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L., & Gallart, J. (2000). Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics*, *329*(1-4), 121–139. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00192-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00192-X)
- Orecchio, B., Presti, D., Totaro, C., D'Amico, S., & Neri, G. (2015). Investigating slab edge kinematics through seismological data: The northern boundary of the Ionian subduction system (south Italy). *Journal of Geodynamics*, *88*, 23–35. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.04.003>
- Palano, M. (2016). Episodic slow slip events and seaward flank motion at Mt. Etna volcano (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *324*, 8–14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.010>
- Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, M., Bruno, V., et al. (2012). GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean: GPS velocity/strain in south Italy. *Journal of Geophysical Research*, *117*, B07401. <https://doi.org/10.1029/2012JB009254>

- Palano, M., Piromallo, C., & Chiarabba, C. (2017). Surface imprint of toroidal flow at retreating slab edges: The first geodetic evidence in the Calabrian subduction system: Surface imprint of toroidal flow. *Geophysical Research Letters*, *44*, 845–853. <https://doi.org/10.1002/2016GL071452>
- Piromallo, C., & Morelli, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research*, *108*(B2), 2065. <https://doi.org/10.1029/2002JB001757>
- Polonia, A., Torelli, L., Artoni, A., Carlini, M., Faccenna, C., Ferranti, L., et al. (2016). The Ionian and Alfeo–Etna fault zones: New segments of an evolving plate boundary in the central Mediterranean Sea? *Tectonophysics*, *675*, 69–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.016>
- Polonia, A., Torelli, L., Gasperini, L., Cocchi, L., Muccini, F., Bonatti, E., et al. (2017). Lower plate serpentinite diapirism in the Calabrian Arc subduction complex. *Nature Communications*, *8*(1), 2172. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02273-x>
- Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., & Klaeschen, D. (2011). The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard: The Calabrian arc subduction complex. *Tectonics*, *30*, TC5018. <https://doi.org/10.1029/2010TC002821>
- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & de Franco, R. (2015). The complex 3-D transition from continental crust to backarc magmatism and exhumed mantle in the Central Tyrrhenian basin. *Geophysical Journal International*, *203*(1), 63–78. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv271>
- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & Franco, R. (2014). Seismic structure of the Central Tyrrhenian basin: Geophysical constraints on the nature of the main crustal domains. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, *119*, 52–70. <https://doi.org/10.1002/2013JB010527>
- Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & Franco, R. (2016). Spatial variations of magmatic crustal accretion during the opening of the Tyrrhenian back-arc from wide-angle seismic velocity models and seismic reflection images. *Basin Research*, *30*, 124–141. <https://doi.org/10.1111/br.12211>
- Rehault, J.-P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1984). The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, *55*(3-4), 447–477. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90081-1)
- Ricou, L. E. (1994). Tethys reconstructed: Plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to south-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, *7*(4), 169–218. <https://doi.org/10.1080/09853111.1994.11105266>
- Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F. P., Peccerillo, A., & Miller, M. S. (2008). Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism: Kinematics of slab tear faults. *Tectonics*, *27*, TC2008. <https://doi.org/10.1029/2007TC002143>
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, *8*, 107–130.
- Rossi, S., & Borsetti, A. M. (1977). Dati preliminari di stratigrafia e di sismica del mare Ionio settentrionale. *Memorie Società Geologica Italiana*, *13*, 251–259.
- Roure, F., Casero, P., & Addoum, B. (2012). Alpine inversion of the north African margin and delamination of its continental lithosphere: Inversion of the north African margin. *Tectonics*, *31*, TC3006. <https://doi.org/10.1029/2011TC002989>
- Sage, F., Pontoise, B., Mascle, J., & Basile, C. (1997). Structure of oceanic crust adjacent to a transform margin segment: The Côte d'Ivoire-Ghana transform margin. *Geo-Marine Letters*, *17*(1), 31–39. <https://doi.org/10.1007/PL00007204>
- Sallarès, V., Gailler, A., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Bartolomé, R., Gràcia, E., et al. (2011). Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin). *Earth and Planetary Science Letters*, *311*(1-2), 112–123. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.003>
- Sandwell, D. T., & Smith, W. H. F. (1997). Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, *102*(B5), 10,039–10,054. <https://doi.org/10.1029/96JB03223>
- Sauter, D., Cannat, M., Rouméjon, S., Andreani, M., Birot, D., Bronner, A., et al. (2013). Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years. *Nature Geoscience*, *6*, 314–320. <https://doi.org/10.1038/ngeo1771>
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Ottolini, L., & Busa, T. (2001). Transition of Mount Etna lavas from a mantle-plume to an island-arc magmatic source. *Nature*, *412*(6850), 900–904. <https://doi.org/10.1038/35091056>
- Spakman, W., van der Lee, S., & van der Hilst, R. (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *79*(1-2), 3–74. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(93\)90142-V](https://doi.org/10.1016/0031-9201(93)90142-V)
- Spakman, W., & Wortel, R. (2004). A tomographic view on western Mediterranean geodynamics. In W. Cavazza, et al. (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from crust to mantle* (pp. 31–52). Berlin: Springer.
- Speranza, F., Minelli, L., Pignatelli, A., & Chiappini, M. (2012). The Ionian Sea: The oldest in situ ocean fragment of the world?: Magnetic modelling of the Ionian sea. *Journal of Geophysical Research*, *117*, B12101. <https://doi.org/10.1029/2012JB009475>
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2004). The TRANSMED transects in space and time: Constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In W. Cavazza, et al. (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from crust to mantle* (pp. 53–80). Berlin: Springer.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., Marchant, R., & Mosar, J. (2002). Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer*, *8*, 77.
- Stockwell, D. R. B. (1999). Genetic algorithms II. In A. H. Fielding (Ed.), *Machine learning methods for ecological applications* (pp. 123–144). Boston, MA: Kluwer Academic Publishers. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-5289-5_5
- Stockwell, J. W., & Cohen, J. K. (2003). The CWP/SU: Seismic Unix release 37: A free package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., & Peis, D. (1998). Plio–Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily). *Tectonophysics*, *298*(1-3), 209–221. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00185-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00185-1)
- Trippetta, F., Collettini, C., Vinciguerra, S., & Meredith, P. G. (2010). Laboratory measurements of the physical properties of Triassic Evaporites from Central Italy and correlation with geophysical data. *Tectonophysics*, *492*(1-4), 121–132. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.06.001>
- Valenti, V., Catalano, R., Wei, P., & Wang, S. (2015). Layered lower crust and mantle reflectivity as imaged by a re-processed crustal seismic profile from Sicily in the central Mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, *186*(4-5), 257–272. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.257>
- van Hinsbergen, D. J. J., Vissers, R. L. M., & Spakman, W. (2014). Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation: Western Mediterranean subduction. *Tectonics*, *33*, 393–419. <https://doi.org/10.1002/2013TC003349>
- White, R. S., McKenzie, D., & O'Nions, R. K. (1992). Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research*, *97*(B13), 19,683–19,715. <https://doi.org/10.1029/92JB01749>
- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, *24*(3), 201–297.

- Wortel, R., Govers, R., & Spakman, W. (2009). Continental collision and the STEP-wise evolution of convergent plate boundaries: From structure to dynamics. *Subduction Zone Geodynamics*, 47-59. https://doi.org/10.1007/978-3-540-87974-9_3
- Zelt, C. A. (1999). Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travel-time data. *Geophysical Journal International*, 139(1), 183-204. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x>
- Zelt, C. A., & Smith, R. B. (1992). Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108(16-34), 1992.

**Crustal structure of the Ionian basin and eastern Sicily margin:
results from a wide-angle seismic survey.**

David Dellong (1,2), Frauke Klingelhoefer (2), Heidrun Kopp (3), David Graindorge (1), Lucia Margheriti (4), Milena Moretti (4), Shane Murphy (2), Marc-Andre Gutscher (1)

(1) IUEM, Univ. Brest, CNRS, Laboratoire Géosciences Océan, Plouzané, France,

(2) Géosciences Marines, Ifremer, Centre de Brest, Plouzané, France,

(3) Geomar Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany,

(4) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - INGV, Rome, Italy

Contents of this file

Text of the supporting information

Captions and Figures S1 to S4

Introduction: Uncertainty analysis

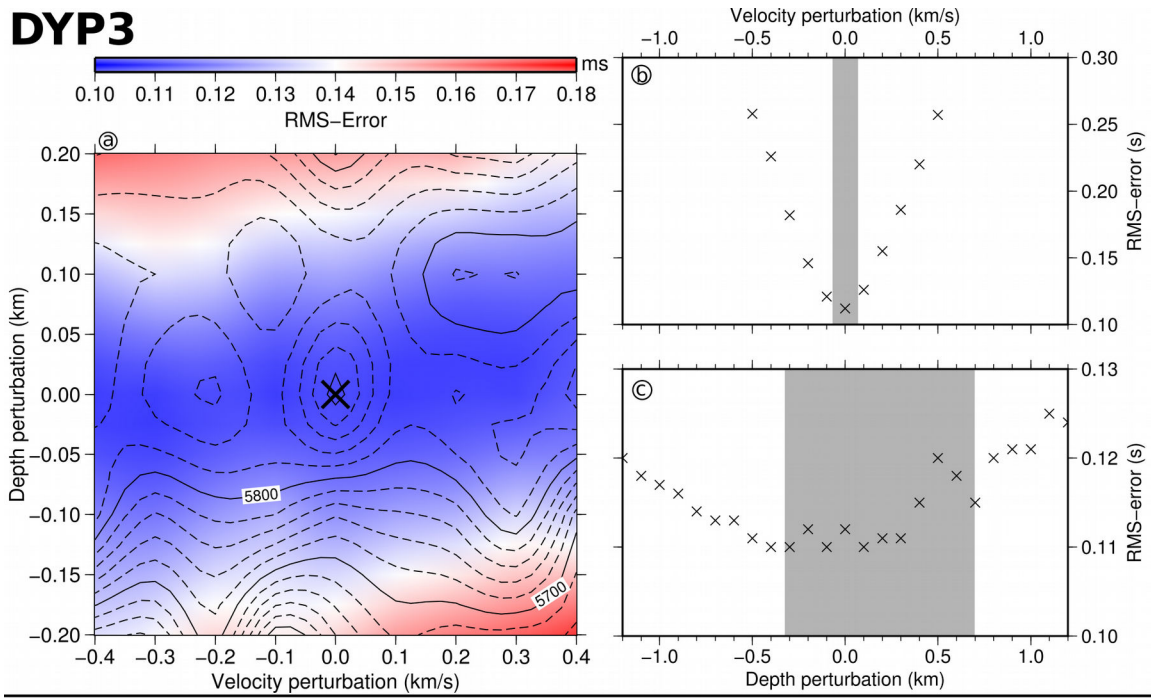
In order to estimate the velocity and depth uncertainty of the final velocity models, we performed a perturbation analysis for the Moho interface supposed to have the greatest uncertainties due to its large depth and by extension its limited ray coverage. The depth of the Moho interface, and the velocities of the lower-crustal layers, was varied systematically to test the trade-off effects of these two parameters on the Moho discontinuity. After, a statistical F-test (or Fisher test; **Figure S1**) was applied to determine if a significant change between newly created models and the unperturbed model could be detected. Results from this analysis show that our preferred model allows a maximum of picks to be explained, with a minimum resulting misfit between the picked travel-times and arrivals predicted from the modeling. Solutions leading to better fits explain a lower number of picks (**Figure S1**).

Forward modelling methods can take into account secondary reflections, irregular instrument deployments and information from coincident reflection seismic data (e.g. low velocity layers underneath salt or basalt layers), the

resulting model can be dependent on a priori ideas of the interpreter. Monte Carlo methods produce a large quantity of random models and test if any of those present better or equal fit to the data. They have the advantage of eliminating possible bias regarding the interpretation and provide valuable insights in the uncertainties along the forward model. We used the “Vmontecarlo” (**Loureiro et al., 2016**) software to produce 50000 independent random models, of which those who fit the threshold parameters (explain at least 95% of the picks of the preferred model and having a rms error not higher than twice that of the preferred model) were selected for an uncertainty analysis (**Loureiro et al., 2016**). All velocity nodes and the depth nodes of the crustal layers were tested, however the sedimentary depth layers being additionally constrained by the reflection seismic data were omitted. Also layer having pinch outs can potentially produce a high amount of random models characterized by unrealistic crossing layers. The resulting uncertainty sections show good uncertainties not exceeding 0.6 km/s in the upper-crustal layers and 0.8 in the lower-crustal layers (**Figure S2**). The high uncertainties along the deeper interfaces are due to velocity-depth trade off along the layer boundary. Here, different models may have the same interface at different depths and thus, the same cell can have velocities sampled from the layer above or below (**Loureiro et al., 2016**). The layer boundaries of the models showing the smallest error are following closely the model boundaries of the preferred model, however, they show a larger variability which might imply that small artefacts are being fit, which we avoided following the minimum structure approach.

The **Figure S3 and S4** of the supporting information show the ray coverage separated for the sedimentary layers, the crustal layers and the Moho interface, and also the “fit” between the data picked on the OBS and the modelled arrivals.

DYP3



DYP1

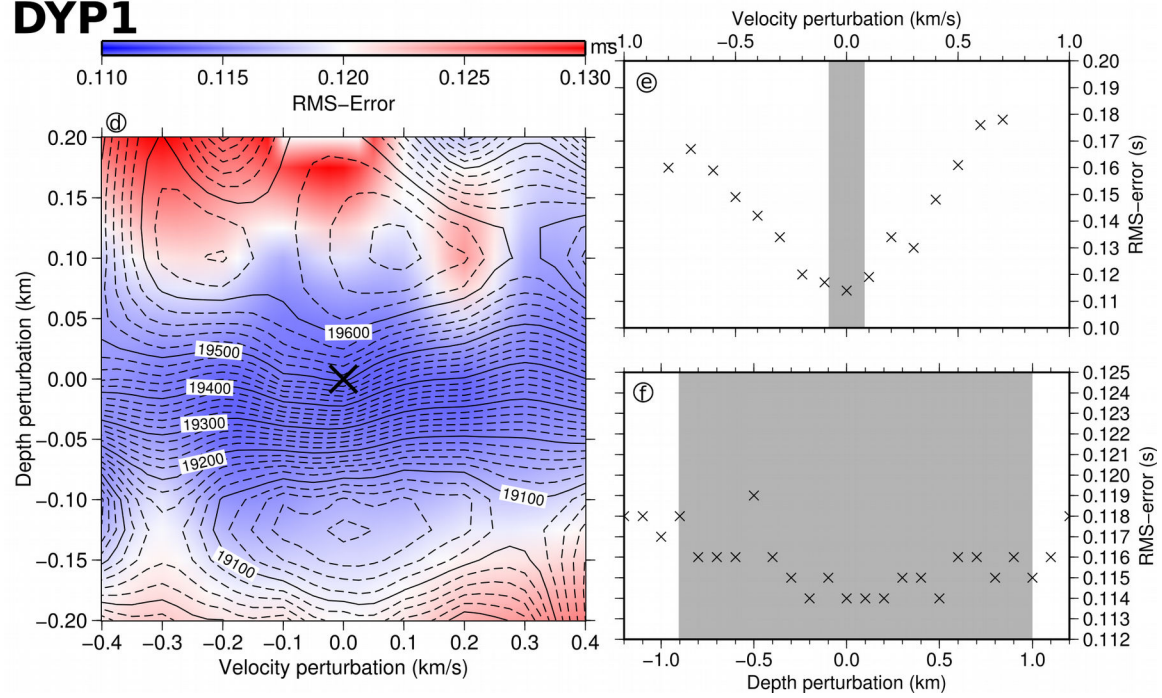
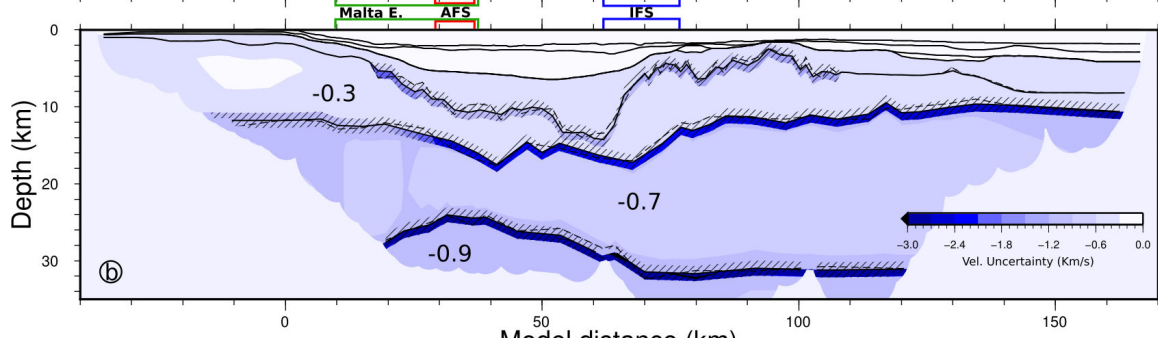
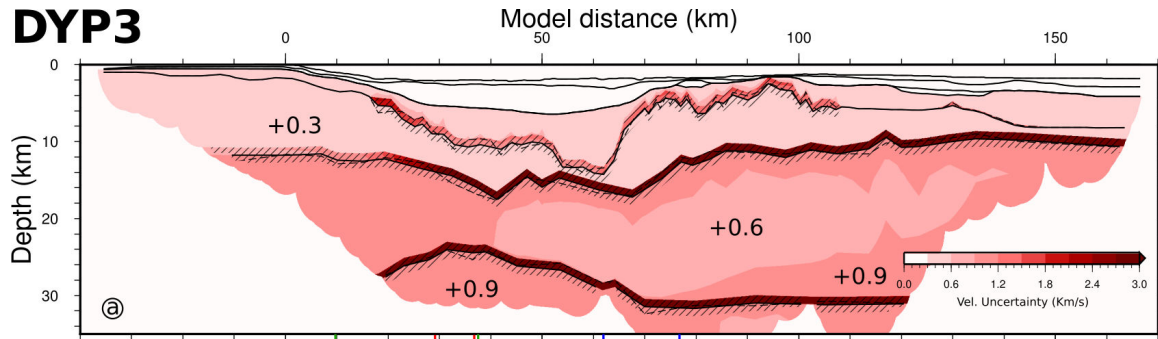


Figure S1. Perturbation analysis for the Moho interface on both velocity models (Top DYP3 and bottom DYP1). The Map (a and d) present the RMS-error distribution (in color) according to velocity and depth perturbation of the preferred model (Black-cross at zero-perturbation). Contour-line show the number of picks used for the corresponding velocity models. The velocity perturbation against the RMS-error is presented in b and e panels; and the depth perturbation against the corresponding RMS-error on c and f. The gray boxes, represent the 95% probability, that the original and the perturbed model are statistically different based on F-test calculations.

DYP3



DYP1

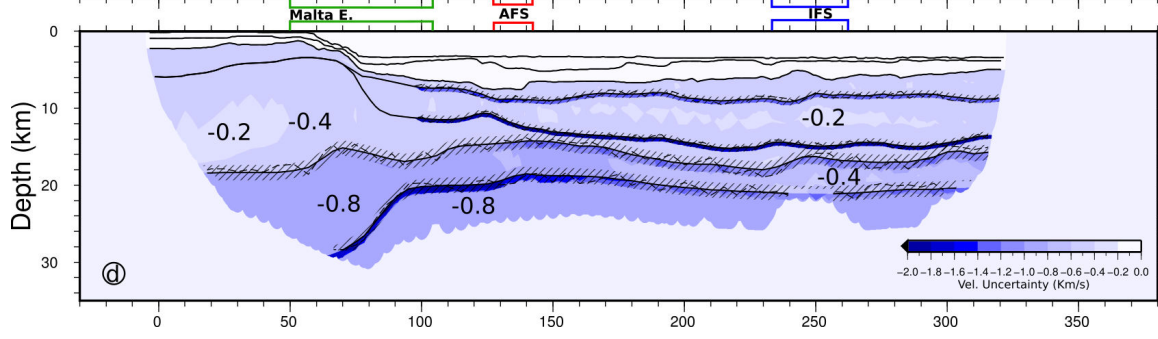
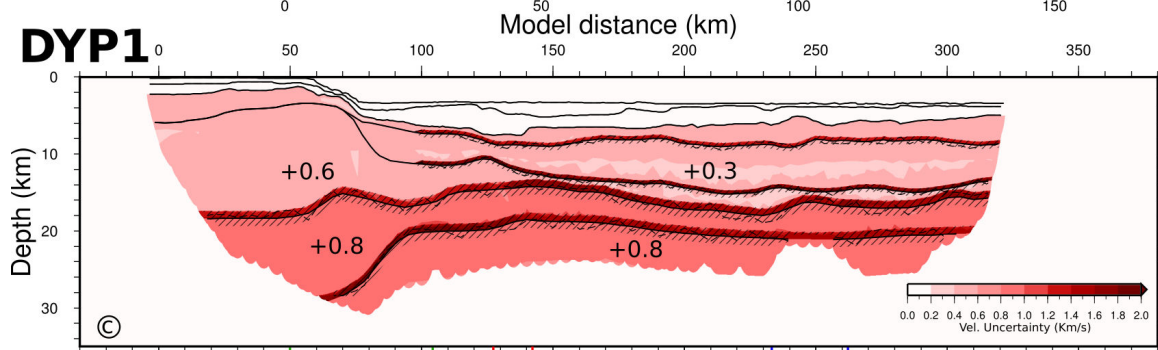


Figure S2. Global uncertainty plot of profile DYP3 (top) from Monte Carlo modeling. a) Maximum and b) minimum admissible velocity deviations from the preferred model, built from 9405 models capable of tracing at least 4660 rays (95% of the preferred models), with an RMS value under 195 ms (150% of the preferred models) and a χ^2 not exceeding 2.7 (150% of the preferred models). And of profile DYP1 (bottom) Global uncertainty plot from Monte Carlo modeling. a) Maximum and b) minimum admissible velocity deviations from the preferred model, built from 1872 models capable of tracing at least 18400 rays (95% of the preferred models), with an RMS value under 173 ms (150% of the preferred models) and a χ^2 not exceeding 2.6 (150% of the preferred models). On both figures, Shaded areas indicate ray coverage. Preferred model's interfaces are indicated by black lines. The best random model's interfaces are indicated by dashed lines. Hatched areas correspond to the maximum variation allowed in the Monte Carlo process.

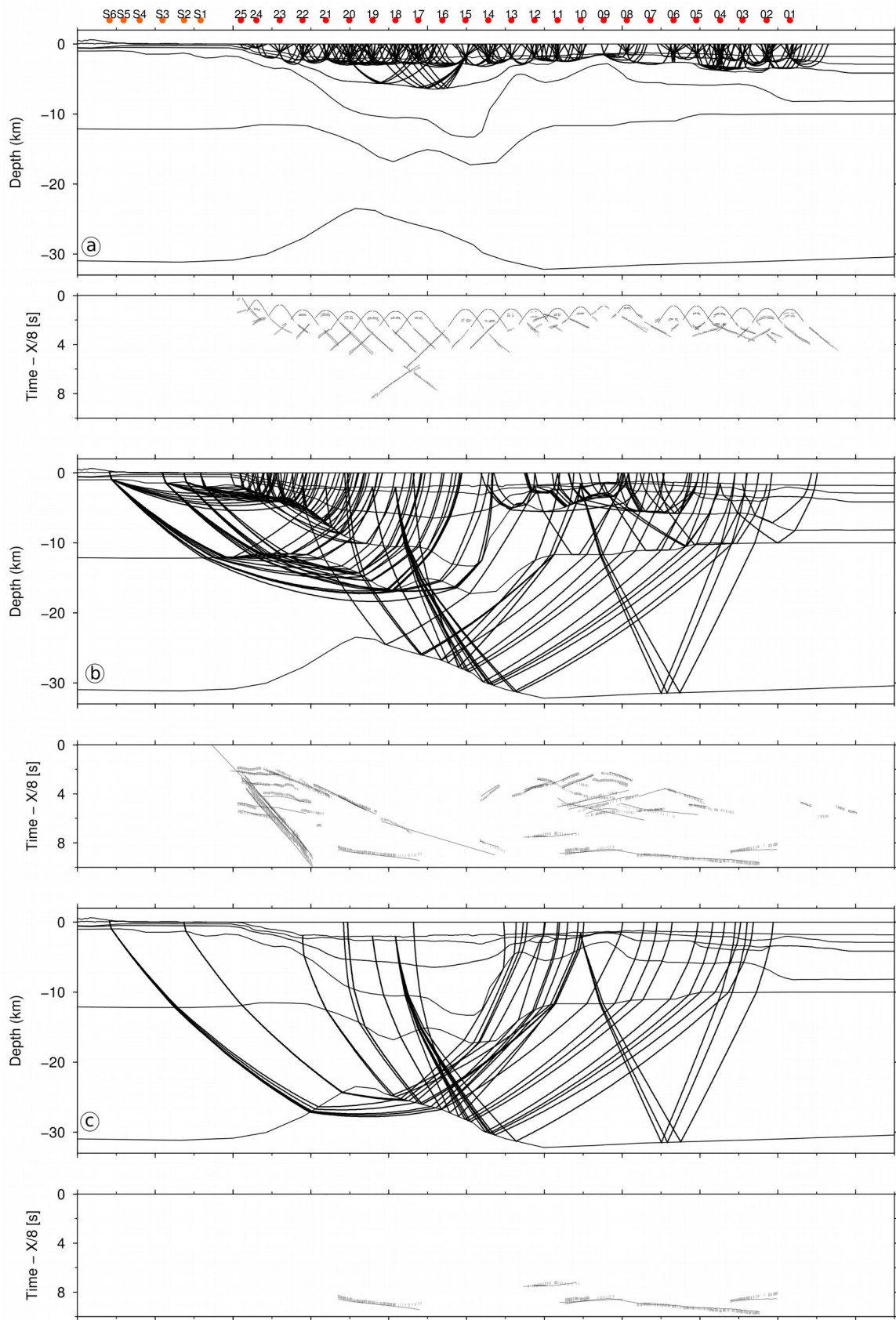


Figure S3. Fit between picked arrivals from OBS data (vertical gray lines that include pick uncertainties) and calculated from the velocity model (black lines) along the DYP3 profile. (a) For sedimentary layers (b) for crustal layers (c) and for the Moho interface. For each layer, ray dispersion calculated in the velocity model (top) and fit of the picked data and the calculated arrivals (down) are shown.

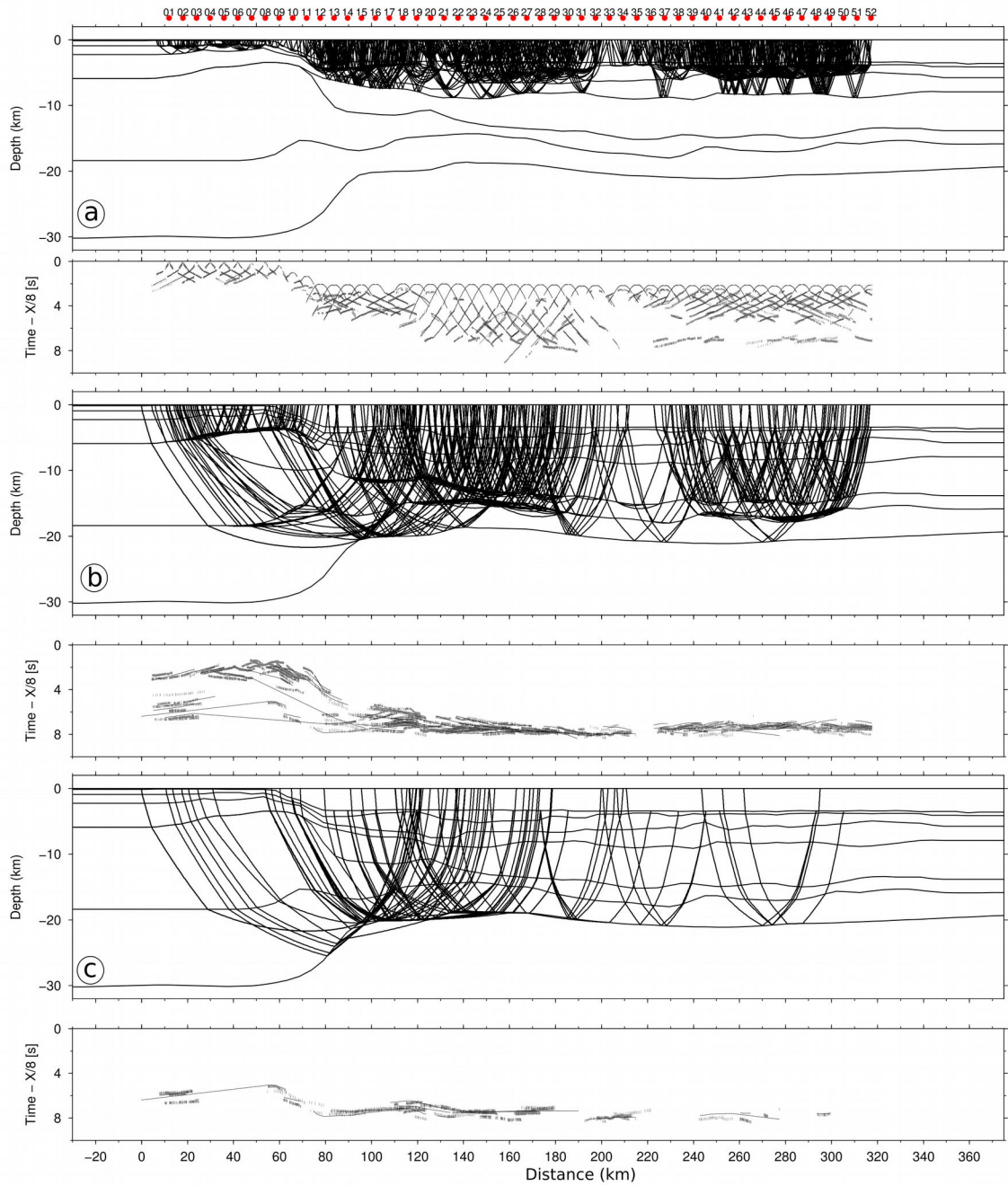


Figure S4. Fit between picked arrivals from OBS data (vertical gray lines that include picks uncertainties) and calculated from the velocity model (black lines) along the DYP1 profile. (a) For sedimentary layers (b) for crustal layers (c) and for the Moho interface. For each layers, ray dispersion calculated in the velocity model (top) and fit of the picked data and the calculated arrivals (down) are shown.

Chapitre 2: Description des modèles gravimétriques

Les modèles de densité créés avec le logiciel IGMAS+ (Schmidt et al, 2010) permettent d'obtenir une anomalie gravimétrique prédite, calculée par le logiciel, qui peut être comparée aux données d'anomalie à l'air libre de la WGM-2012 (Pavlis et al., 2012 ; Bonvalot et al., 2012). Les modèles décrits ci-dessous ont pour but principal de déterminer la profondeur de la plaque plongeante dans la subduction calabraise, à l'interface de subduction et sous les blocs continentaux de la plaque supérieure. Les modèles sont tout d'abord créés en utilisant les données d'anomalie à l'air libre (WGM-2012) ainsi que de bathymétrie (grille ré-échantillonnée à partir de celle présentée dans Gutscher et al., 2017). Par conséquent, les modèles produits montrent une forte dépendance des résultats aux paramètres de profondeur et de densité des couches. D'autre part, les méthodes de modélisations gravimétriques ne permettent pas d'obtenir une solution unique permettant de résoudre l'anomalie observée. Ainsi, plusieurs modèles sensiblement différents de part les paramètres de profondeur et de densité, peuvent avoir la même réponse gravimétrique. De plus, les incertitudes s'accroissent avec la profondeur du modèle. En effet, on observe que des variations de profondeur de la couche bathymétrique de l'ordre de +/-100 m (à l'interface eau-sédiments dans le modèle de densité) n'affectent pas significativement la réponse gravimétrique du modèle. De même, on peut atteindre jusqu'à +/-2 km pour l'interface croûte-manteau. Ce sont pour ces raisons que des données extérieures à la méthode ont été utilisées, comme les vitesses obtenues en SGA converties en densités, puis extrapolées au reste du modèle de densité ; ou encore les épaisseurs crustales et les profondeurs des bassins sédimentaires obtenues par sismique réflexion.

2.1. Modèle de référence

Le premier modèle présenté ici a été produit en utilisant les densités des couches sédimentaires, crustales et mantelliques calculées à partir des vitesses obtenues par la modélisation des données de SGA le long du profil A2B2-DYP3 (Figure IV.3). Celles-ci ont par la suite été extrapolées dans les directions perpendiculaires au plan du profil, en essayant de satisfaire au mieux les indices présents dans la littérature. Toutes les sections utilisées durant la modélisation sont localisées sur la carte en Figure IV.2.

Les résultats obtenus par ce modèle de référence permettent d'obtenir une profondeur de *slab* de référence expliquant au mieux l'anomalie à l'air libre observée, tout en tenant compte des données de SGA et de la littérature. Dans ce modèle de référence, une limite abrupte du *slab* est positionnée à l'Ouest de celui-ci, ce qui permet de reproduire l'effet de la faille STEP (déchirure latérale). Cette faille lithosphérique est positionnée dans le prolongement de la limite océan-

continent observable dans les sections QR (Figure IV.5) à YZ. Par la suite, vers le Nord, et de la section QR à AB, le *slab* est détaché de la croûte continentale quand il entre en subduction.

Le long du profil A2B2 correspondant au DYP3 (Figure IV.3), la profondeur du toit de la croûte océanique plongeante est positionnée à 30 km au niveau de la faille STEP, sous la Sicile et la Calabre. Le positionnement du profil, qui n'est pas tout à fait perpendiculaire à la direction de subduction, produit l'effet de remontée du *slab* se produisant à l'Est du profil. Ce modèle de référence positionne le toit du *slab* à 45 km de profondeur le long de la section GH (Figure IV.4), puis à 90 km le long de la section CD. Les épaisseurs crustales des blocs continentaux Sicilien et Calabrais sont de 30 km au maximum. La division entre les domaines crustaux Sicilien et Calabrais est positionnée en fonction des données de SGA, puis extrapolée vers Nord et l'Est. Vers le Sud, le bloc Calabrais disparaît entre les sections A2B2 (Figure IV.3) et QR (Figure IV.5), afin de caractériser la limite de ce *backstop*.

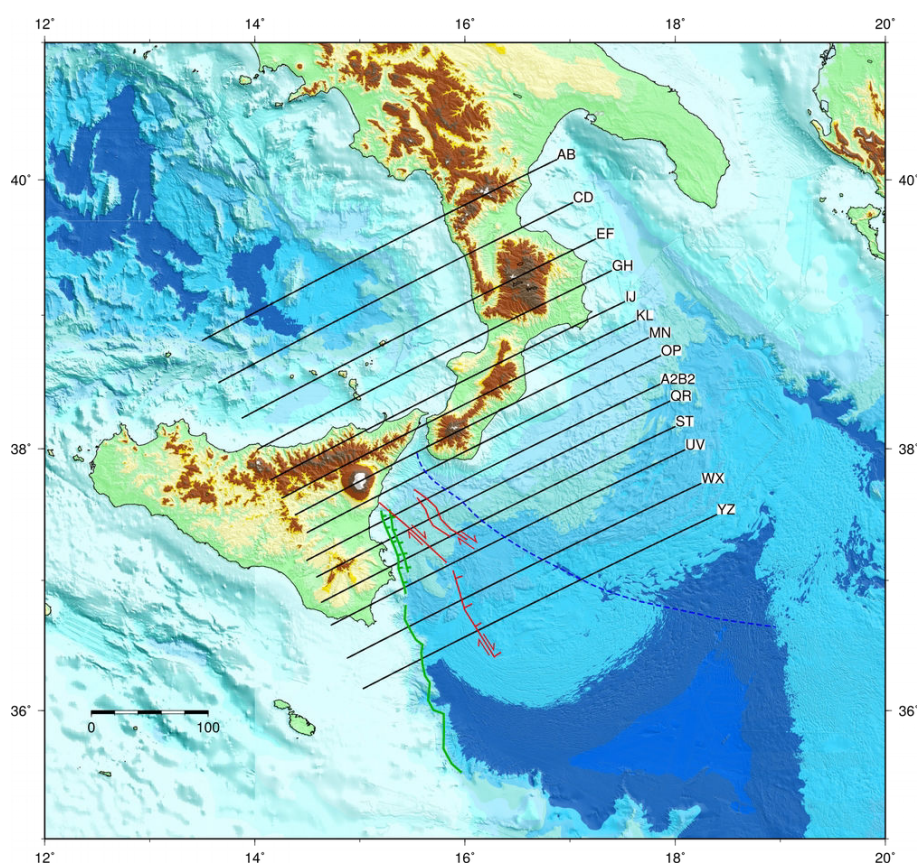


Figure IV.2 Carte du bassin Ionien positionnant les profils de bathymétrie utilisés dans le modèle de densité sur IGMAS+. Les structures majeures du bassin sont positionnés en couleur : escarpement de Malte (vert), AFS (rouge), IFS (bleu). L'échelle graphique est en kilomètres.

2.2. Modèle de forte profondeur

Les modèles suivants sont créés à partir du modèle de référence, où seule la profondeur de la plaque plongeante a été modifiée. Le but est de vérifier la robustesse du modèle de référence, ainsi que d'observer comment évolue la réponse gravimétrique du modèle en fonction des modifications de ce paramètre.

Le second modèle présenté est celui d'une profondeur plus importante que celle du modèle de référence. Le long du profil DY-P3-A2B2 (Figure IV.3, le *slab* a été approfondi de façon arbitraire jusqu'à ce que le haut de la plaque plongeante atteigne une profondeur de 45 km environ. Il est très improbable de retrouver ce type de configuration dans la réalité, mais elle permet d'observer un effet intéressant sur la réponse gravimétrique du modèle. Tout d'abord, on peut noter une augmentation de l'anomalie gravimétrique calculée le long de ce profil. Cette augmentation d'une vingtaine de mGal est de longueur d'onde moyenne, puisqu'elle affecte l'anomalie calculée jusqu'à plus de 30 km latéralement de la zone modifiée. Par ailleurs, il semblerait qu'un effet de diminution de l'anomalie calculée soit observable au-delà de ces 30 km. En effet, on peut observer une faible diminution (une dizaine de mGal) de l'anomalie calculée au-dessus de domaines qui n'ont pas été affectés par cette modification, et ce, jusqu'à plus de 50 km latéralement.

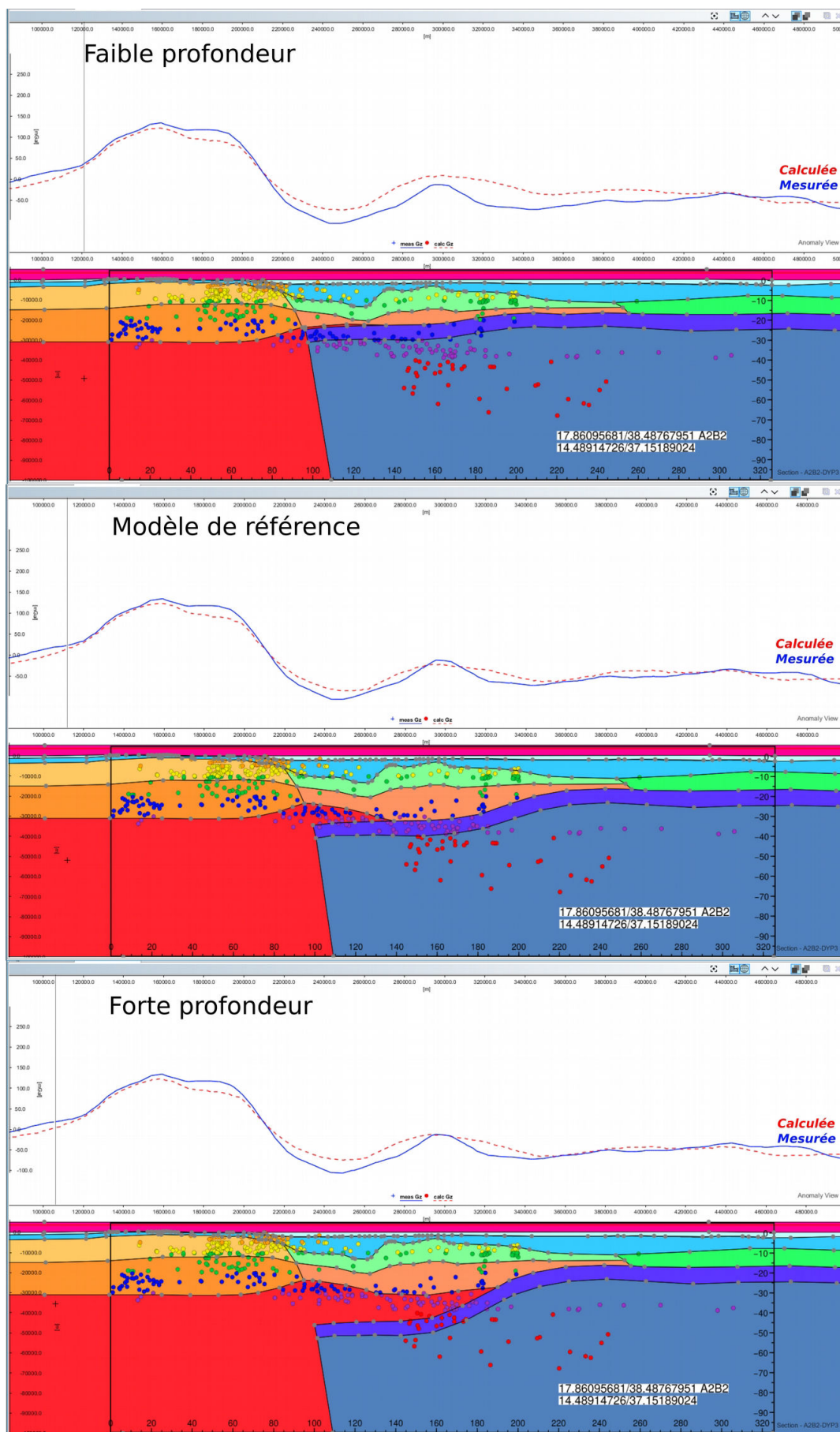


Figure IV.3 : Trois sections A2B2-DYP3 provenant des modèles gravimétriques pour les trois cas de faible (haut), forte (bas) profondeurs de slab et du modèle de meilleur fit (milieu). Chaque section présente une coupe des différentes couches de densités utilisées pour la modélisation, avec la sismicité se produisant à moins de 20 km de la section et provenant du catalogue de l'INGV (voir partie IV-3). Associé à celle-ci est présenté le résultat de la modélisation (courbe en tiret rouge) comparée à l'anomalie à l'air libre (bleu).

Le long du profil GH (Figure IV.4), l'effet de l'approfondissement du *slab* est similaire mais beaucoup moins marqué que le long du profil DYP3-A2B2. En effet, l'anomalie correspondante augmente d'une dizaine de mGal seulement, et affecte une région un peu plus importante jusqu'à 80 km latéralement. La profondeur de la plaque plongeante était déjà de 41 km sur ce profil GH (Figure IV.4) dans le modèle de référence, et était positionnée d'après la sismicité et des études tomographiques (**Barreca et al., 2018**). Elle a été approfondie artificiellement à 60 km pour ce modèle de *slab* profond. On peut alors supposer que la profondeur déjà importante du *slab* a réduit l'effet de l'approfondissement dans le nouveau modèle.

La profondeur du *slab* n'a pas été modifiée le long des sections ST et QR (Figure IV.5). Cependant, une très légère diminution de l'anomalie calculée est observable entre le modèle de référence et le modèle de *slab* profond. Cette diminution est de l'ordre de 5 mGal, bien en dessous de ce qui est observé le long des sections modifiées. L'effet observé sur les sections ST et QR prouve l'utilité d'utiliser un modèle en trois dimensions pour ce type de test.

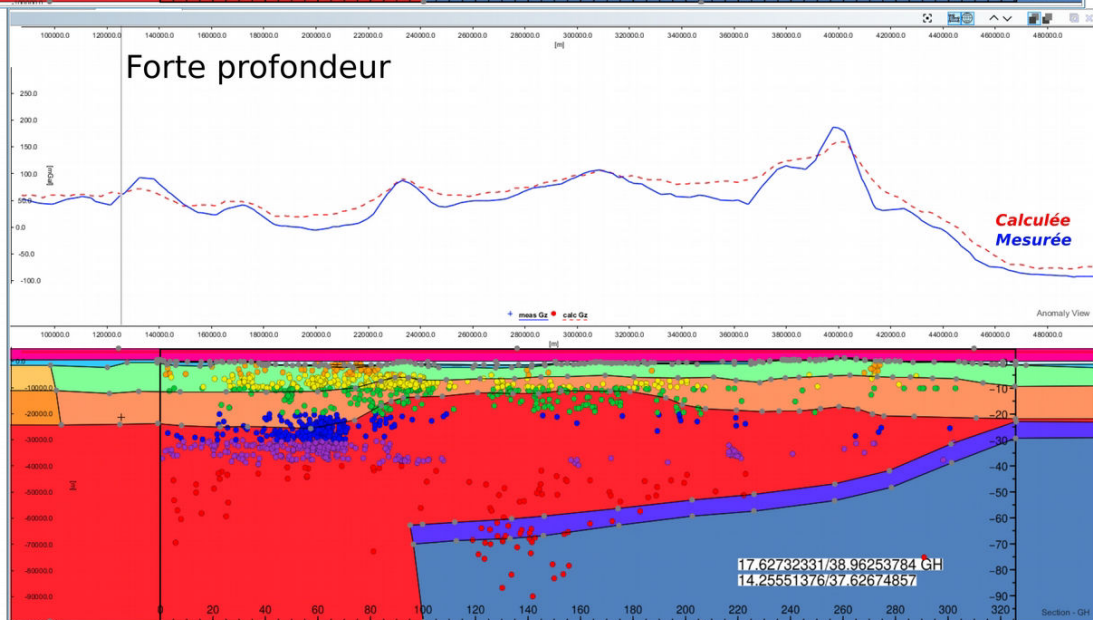
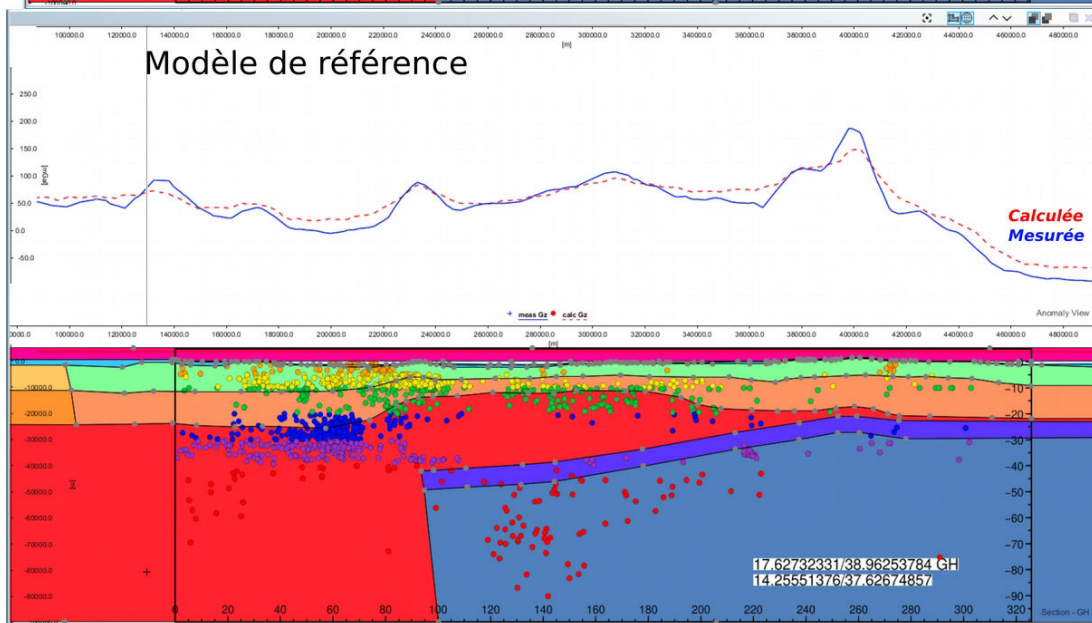
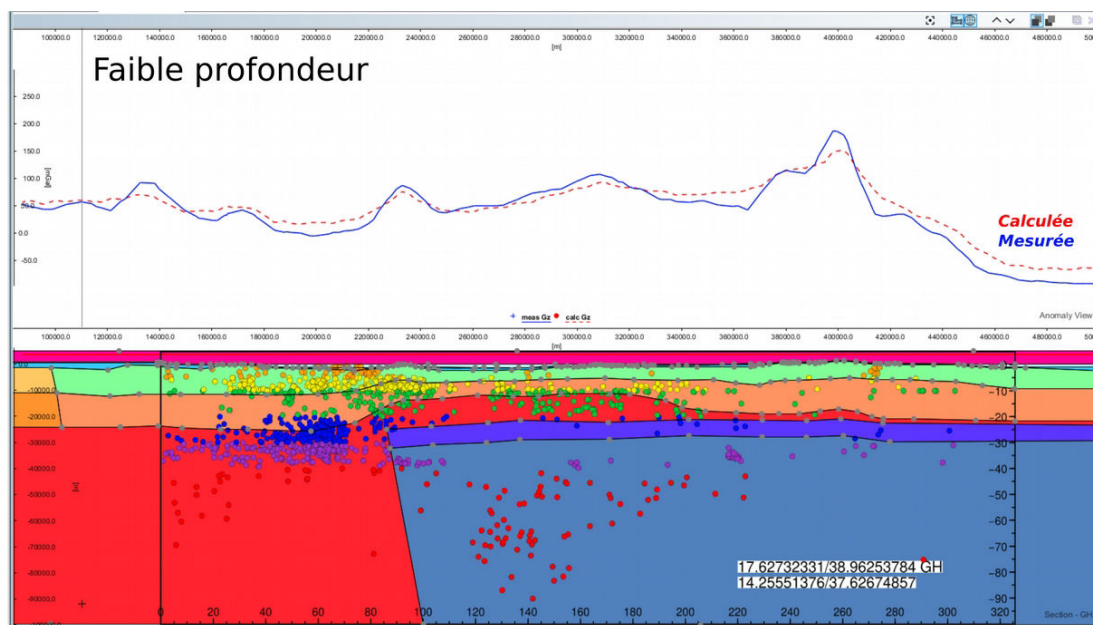


Figure IV.4 : Trois sections GH provenant des modèles gravimétriques pour les trois cas de faible (haut), forte (bas) profondeurs de slab et du modèle de meilleur fit (milieu). Chaque section présente une coupe des différents couches de densités utilisées pour la modélisation, avec la sismicité se produisant à moins de 20 km de la section et provenant du catalogue de l'INGV (voir partie IV-3). Associé à celle-ci est présenté le résultat de la modélisation (courbe en tiret rouge) comparée à l'anomalie à l'air libre (bleu).

2.3. Modèle de plus faible profondeur

Le troisième modèle propose une profondeur plus faible pour la croûte de la plaque plongeante par rapport à celle du modèle de référence. Le long du profil A2B2- DYP3 (Figure IV.3), la profondeur du *slab* passe alors de 30 km à 20-25 km. Cette disposition et profondeur du *slab* sont probables, et m'avaient déjà été suggérées personnellement par plusieurs personnes travaillant dans la zone d'étude lors de congrès (notamment Andrea Argnani lors de l'EGU 2018). De même que le modèle d'approfondissement du *slab*, une augmentation de l'anomalie calculée est observable le long de ce profil. Cependant l'amplitude de cette augmentation est plus importante que pour le modèle de forte profondeur, avec environ 30 mGal supplémentaires par rapport au modèle de référence. De plus, cette augmentation est observable uniquement proche de la zone modifiée. Par ailleurs, l'effet à grande longueur d'onde qui était observé dans le second modèle n'est pas présent dans celui-ci. Au Nord, le long du profil GH (Figure IV.4), l'effet de la remontée du *slab* est caractérisée par une faible diminution de l'anomalie calculée avec environ 5 mGal par rapport au modèle de référence. Cette observation est contraire à celle observée pour le modèle d'approfondissement du *slab*.

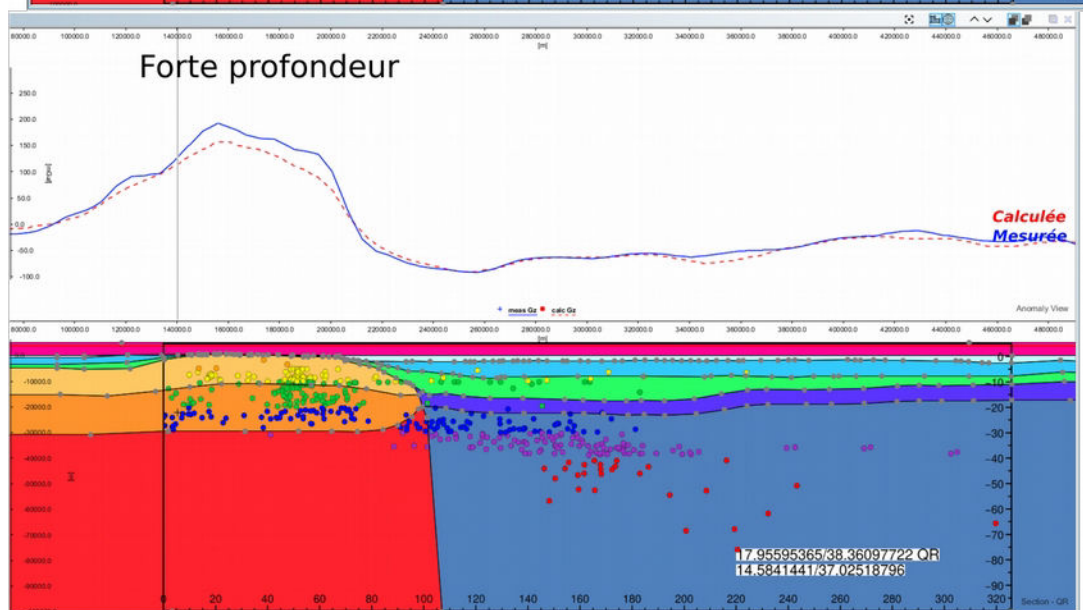
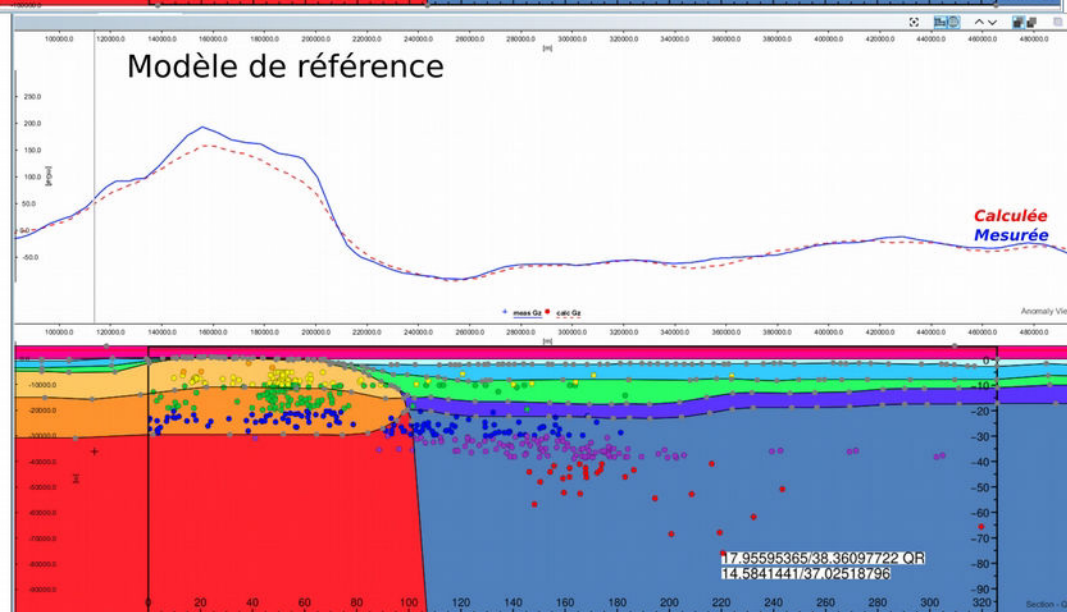
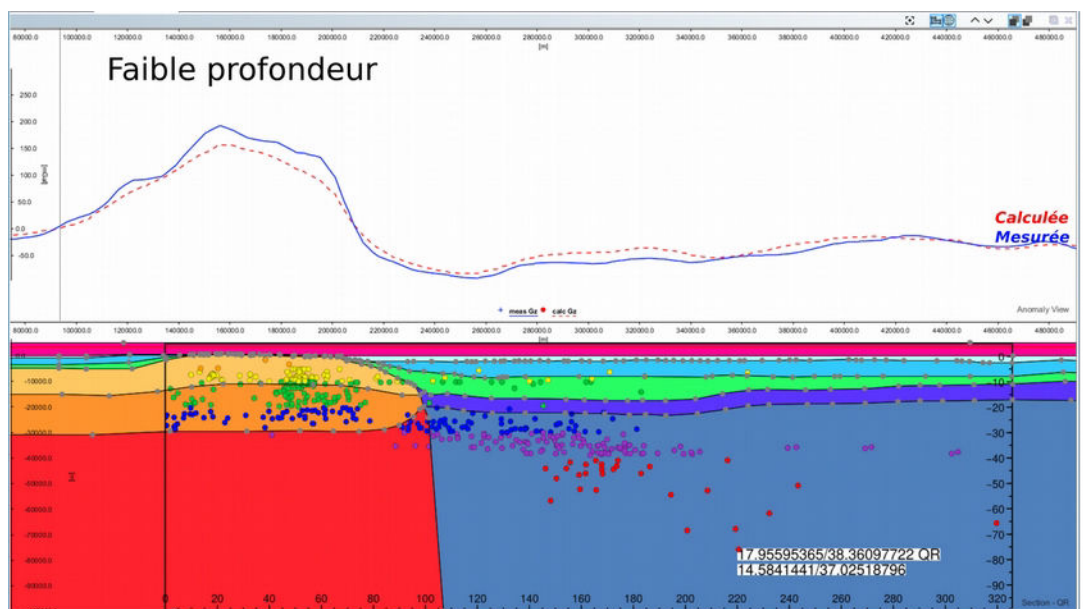


Figure IV.5 : Trois sections QR provenant des modèles gravimétriques pour les trois cas de faible (haut), forte (bas) profondeurs de slab et du modèle de meilleur fit (milieu). Chaque section présente une coupe des couches de densités utilisées pour la modélisation, avec la sismicité se produisant à moins de 20 km de la section et provenant du catalogue de l'INGV (voir partie IV-3). Associé à celle-ci est présenté le résultat de la modélisation (courbe en tiret rouge) comparée à l'anomalie à l'air libre (bleu). Le long de cette section QR, la profondeur du slab n'a pas été modifiée pour chacun des modèles, et seule l'influence des modifications réalisées sur les sections plus au Nord est visible dans les anomalies gravimétriques.

Chapitre 3: Sismicité de la zone d'étude

3.1. Cartes des hypocentres

Les cartes de sismicité présentées dans cette partie ont été réalisées en utilisant les données de localisation des hypocentres provenant de l'INGV (1985 à juillet 2018 et magnitudes > 2.0) et de l'USGS (1980 à juillet 2018 et magnitudes > 2.5 ; voir Partie III, 6.1).

La majorité des séismes enregistrés et compilés dans ces catalogues ont une magnitude relativement faible (92 % des séismes enregistrés sélectionnés géographiquement ont une magnitude inférieure à 4). Pour la subduction Calabraise et sur la période de 1985 à juillet 2018, le séisme avec la plus grande magnitude a été enregistré le 9 juin 2002 avec une magnitude de 6 à 5 km de profondeur et se situait en mer à une trentaine de kilomètres de la côte Nord Sicilienne. Le plus gros séisme se produisant dans la plaque plongeante a été enregistré le 28 octobre 2016 avec une magnitude de 5.8 et localisé à 457,9 km de profondeur. Le long de la marge Est-Sicilienne et des structures majeures observées en SGA, le plus gros séisme enregistré dans le catalogue de l'USGS se produisit le 13 décembre 1990, avec une magnitude de 5.6 à une profondeur de 11,1 km. Ce séisme est localisé au pied de l'escarpement de Malte, à 30 km au Nord-Ouest de Syracuse (Figure IV.8) et est visible sur la coupe E2F2 présentée en Figure IV.11.

Le graphique dit de distribution des fréquences de magnitude (parfois appelé graphique de Gutenberg-Richter, d'après **Gutenberg & Richter, 1956**) représente le taux de séismes se produisant dans une zone géographique donnée, et enregistré par des stations sismologiques pour toutes les magnitudes. Il montre la magnitude des séismes en fonction du log de la fréquence d'apparition des séismes pour des magnitudes entre 0 et 8, la magnitude étant découpée par intervalle de 0.5. Ce type de représentation exprime la relation entre le nombre de séismes et la magnitude. Classiquement, ce type de graphique permet de démontrer la complétude du catalogue étudié, sur une zone géographique sélectionnée. En effet, si tous les séismes se produisant dans la zone étudiée ont été enregistrés par les sismomètres, ce graphique doit ressembler à une droite décroissante avec la magnitude. Si une magnitude est absente ou bien qu'un plateau existe

(spécifiquement pour les faibles magnitudes), c'est que le catalogue étudié n'est pas complet (surtout pour les faibles magnitudes) ou bien qu'un séisme de forte magnitude ne s'est pas encore produit.

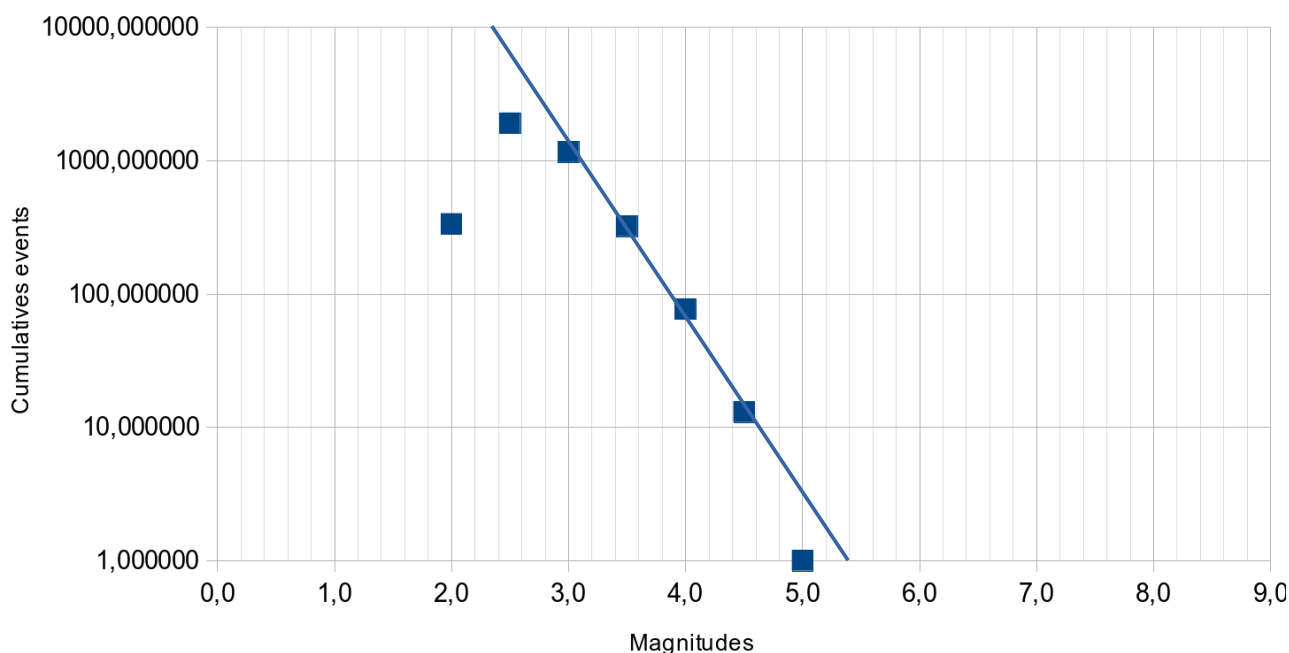


Figure IV.6 : Graphique de distribution des fréquences de magnitude présentant le \log_{10} de la fréquence d'apparition des séismes (ordonnées) en fonction de la magnitude (abscisses). Les données présentées ont été sélectionnées pour ne prendre en compte que les séismes se produisant le long de la marge Est-Sicilienne dans le catalogue de l'INGV. La droite bleue est tracée arbitrairement de façon à relier le maximum de points. On peut observer que le catalogue est complet pour la gamme de magnitudes de 3.0 à 4.0 et qu'il est incomplet pour les magnitudes de 2.0 à 3.0 et supérieures à 4.

Les résultats présentés dans ce graphique ne prennent en compte que les séismes se produisant le long de la marge Est-Sicilienne et qui sont enregistrés par le réseau de l'INGV. Ce graphique montre ainsi que globalement le catalogue est complet dans cette zone. Le manque de séismes inférieurs à une magnitude de 2 est corrélé avec la méthode de sélection des séismes opérée dans le catalogue pour ne sélectionner que les séismes dont la magnitude est supérieure à 2. Une légère inflexion de la courbe est observée spécifiquement pour les magnitudes de 2. Cette inflexion peut être expliquée par la non-complétude du catalogue étudié pour cette zone précise. Ainsi, certains séismes se produisant dans cette zone sont probablement de trop faible magnitude et trop éloignés des stations sismologiques. D'autre part, d'après le catalogue étudié, un seul séisme de magnitude supérieure à 4.5 a été enregistré (d'où le 0 sur l'axe des ordonnées du graphique, car $\log_{10}(1) = 0$). Cependant, si un autre séisme d'une telle magnitude se produisait ($\log_{10}(2) = 0.3$), le point correspondant sur le graphique serait encore en dessous de la droite attendue. Il faudrait donc

encore 2 séismes de magnitude supérieure ou égale à 4.5 ($\log_{10}(3) = 0.5$) pour arriver à la complétude du catalogue sélectionné sur la zone. Ainsi l'absence d'autres séismes de telle magnitude peut indiquer soit que le catalogue n'est pas complet, soit qu'un séisme de magnitude 4.5 au minimum pourrait se produire dans l'avenir le long de la marge Est-Sicilienne.

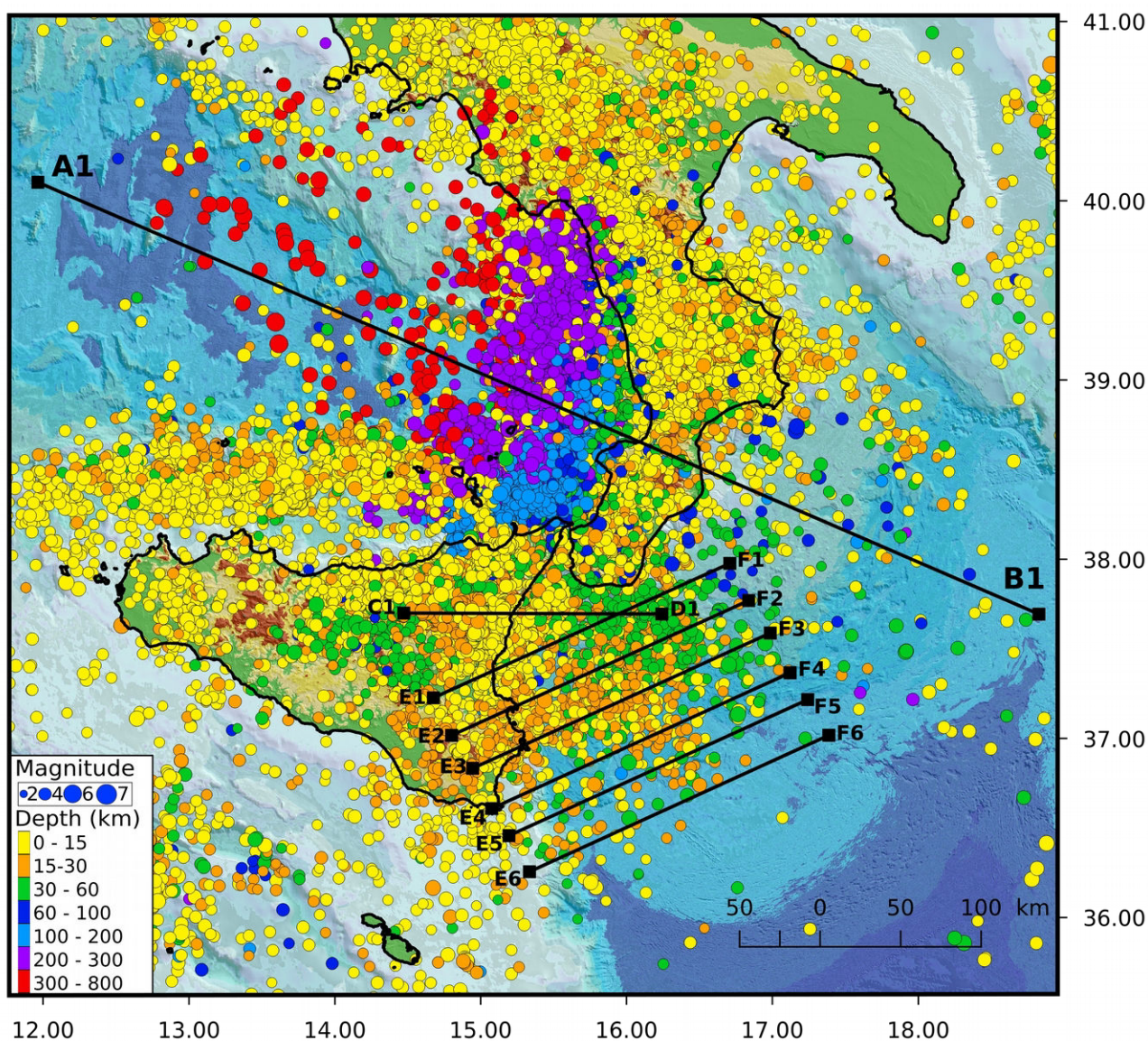


Figure IV.7 : Carte des hypocentres de séismes se produisant en Méditerranée centrale. Chaque point correspond à un séisme provenant des catalogues de l'USGS et de l'INGV combinés (voir texte pour plus de précisions sur les catalogues). Ces points sont colorés par rapport à leur profondeur et leur taille dépend de la magnitude du séisme. Les lignes E*F*, C1D1 et A1B1 sont les localisations des coupes de sismicité présentées par la suite, mais elles ne correspondent pas aux sections du modèle gravimétrique.

En connaissant les limites de positionnement en profondeur, on peut tout de même observer plusieurs ensembles de séismes se produisant dans des milieux relativement homogène. Ainsi, au premier ordre, on peut aisément observer le plan de Wadati-Benioff de la subduction Calabraise

(Figure IV.7). Les hypocentres des séismes se produisant au sein de la plaque plongeante s'approfondissent vers le Nord-Ouest, indiquant la position de la plaque plongeante rigide et de rhéologie cassante par rapport au manteau qui l'entoure en profondeur. La première coupe de la sismicité A1B1 (Figure IV.9), sans exagération verticale, permet d'apprécier le fort angle de pendage du panneau plongeant de la subduction Calabraise. Par ailleurs, la partie profonde du *slab* est moins verticale signalant ce qui avait déjà été observé dans plusieurs études tomographiques (**Wortel & Spakman, 2000**). La sismicité de la plaque plongeante semble limitée par des bords abrupts au NE et SO, ce qui renforce les hypothèses de failles de déchirures (STEP) sur les deux bords de la subduction. La sismicité de faible profondeur se produisant au sein de la plaque supérieure. Au second ordre, on peut observer l'importante sismicité de l'Etna qui se propage en profondeur, jusqu'à plus de 40 km (Figure IV.9).

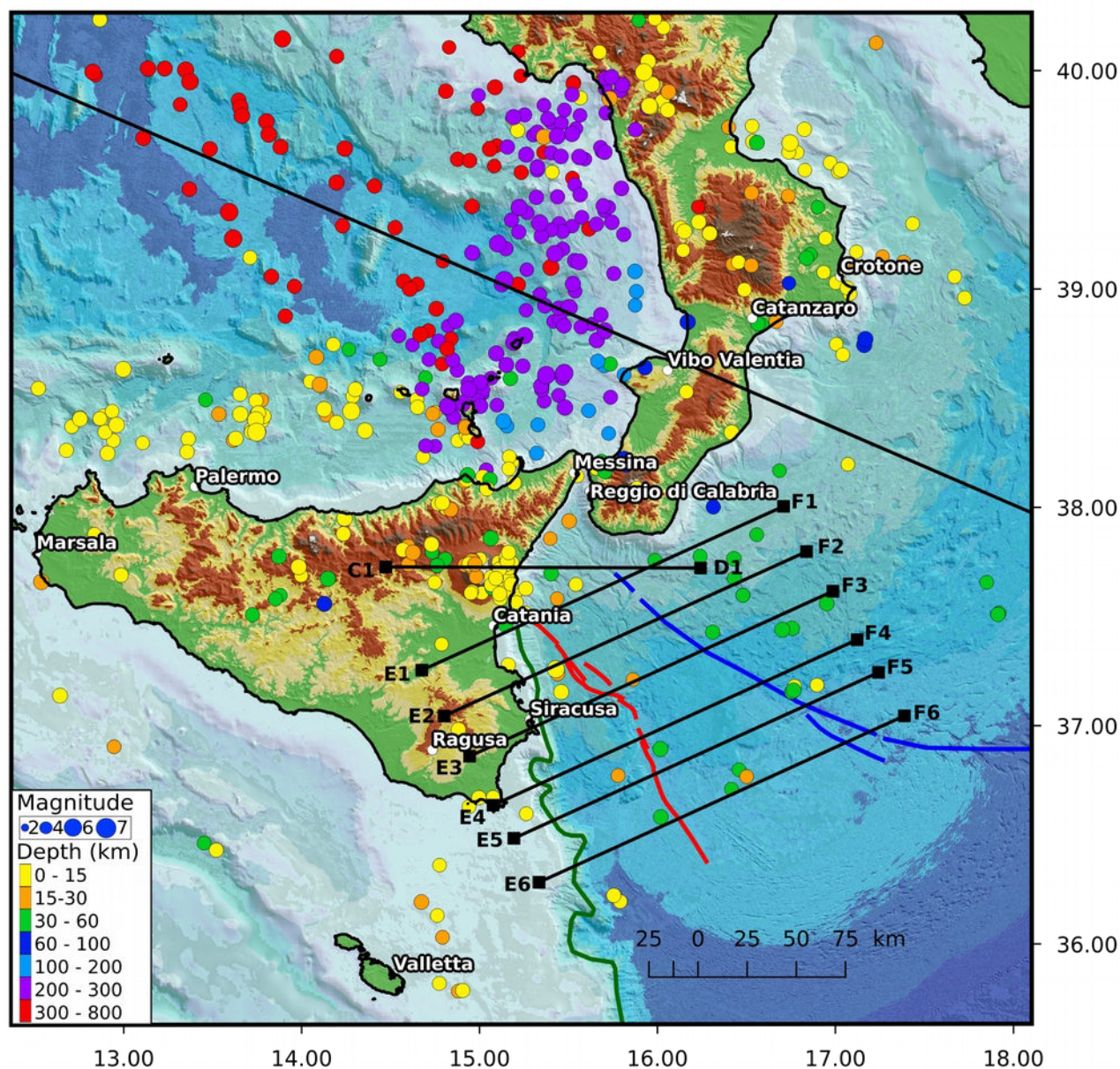


Figure IV.8 : Carte des hypocentres de séismes possédant une $M \geq 4$ d'après les catalogues USGS et INGV (voir texte). Les points blancs positionnent les grandes villes de Sicile et de la Calabre. Ces points sont colorés par rapport à leur profondeur et leur taille dépend de la magnitude du séisme. Les lignes représentent les positions des structures majeures : escarpement de Malte (en vert foncé), AFS (rouge), IFS (bleu).

Une large bande de sismicité est observable entre 30 et 60 km au Nord des côtes Siciliennes, et peu de séismes semblent avoir été enregistrés entre cette ligne et la côte. Cette bande de sismicité ne rejoint la côte qu'entre le Péloritain et les Îles Éoliennes. À cet endroit sur la carte, deux profondeurs de sismicité se superposent, celle du *slab* en profondeur (60-100 km) et celle en surface (0-30 km). Ces séismes sont positionnés en majorité à des profondeurs de 5 à 30 km. En Sicile, beaucoup de séismes semblent se produire le long de la chaîne de montagne Nord-Sicilienne de la ceinture Siculo-Maghrébienne de Nebrodis et Madonie. Du Sud de la Sicile vers le Nord, ces

séismes semblent s'approfondir jusqu'à la chaîne de montagne accompagnant la nappe de Gela, comme le présente le profil SIRIPRO (Catalano et al., 2012). En Calabre, on peut remarquer une faible sismicité se produisant en mer en comparaison à celle localisée le long de la marge Est-Sicilienne.

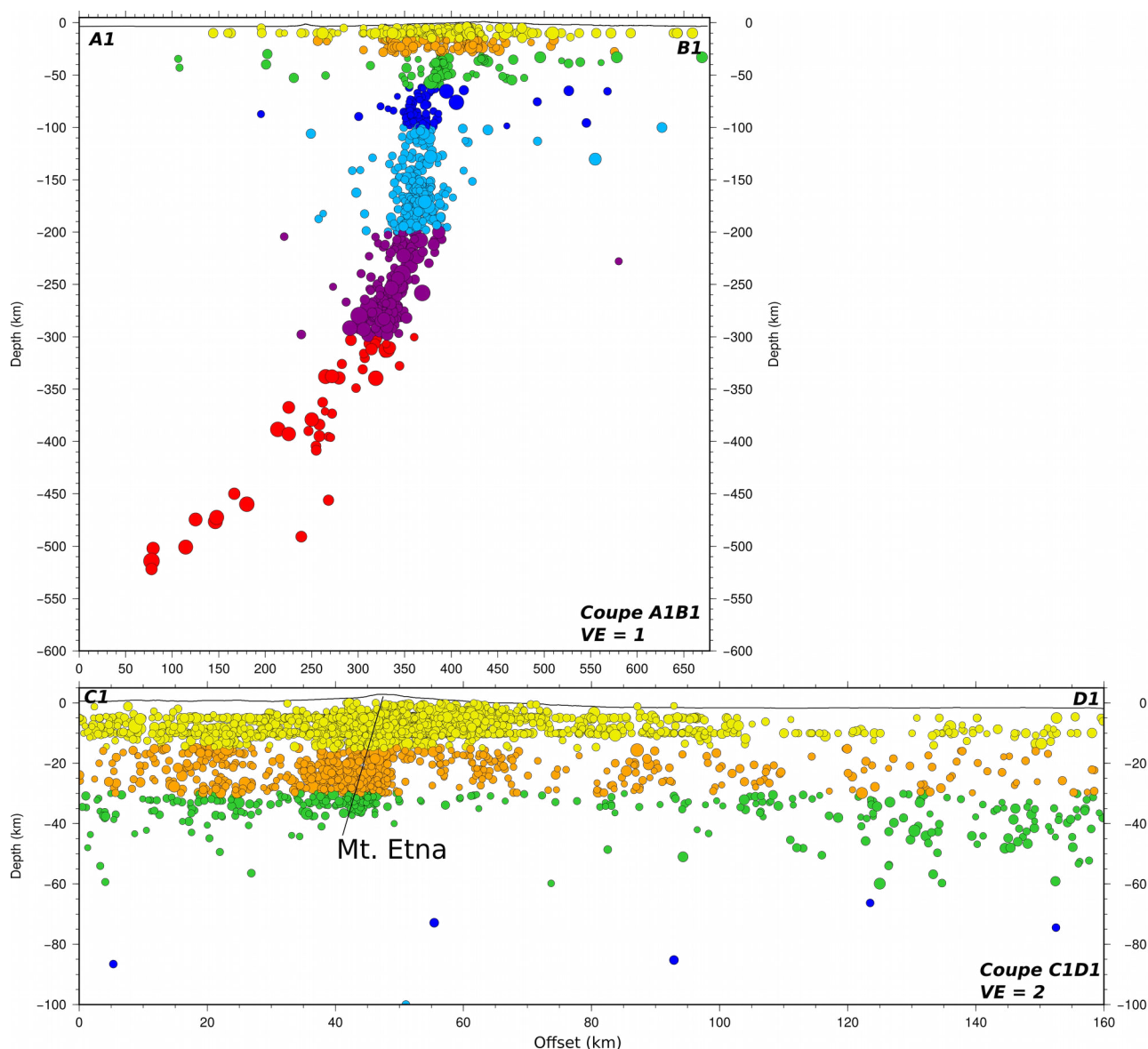


Figure IV.9 : Coupes de la sismicité de la plaque plongeante (profil A1B1) et du mont Etna (C1D1). Ces coupes incluent les séismes se produisant à moins de 20 km de leur profils respectifs. Chaque point représente un séisme, qui est coloré en fonction de sa profondeur (même échelle de couleur que les cartes) et dont la taille dépend de la magnitude du séisme.

3.1.1. Activité sismologique des structures observées en SGA

La structure profonde de l'escarpement de Malte, de l'AFS et de l'IFS ont été analysés en utilisant les modélisations des données de sismique grand angle, il est maintenant pertinent d'étudier l'activité sismologique de ces structures. Y compris en coupe, les profondeurs de ces

séismes ne sont pas alignées le long des structures identifiées. Chaque structure peut être associée à de nombreux séismes se répartissant sur une large zone couvrant toutes les structures. Une forte activité sismique de la marge Est-Sicilienne peut être identifiée en comparaison au Sud-Est de la Calabre par exemple. Concernant la localisation de la faille de bord de subduction, au vu de la taille des structures impliquées dans la faille STEP, il serait probable d'observer des séismes de forte magnitude. En effet, une faille de bord de subduction serait d'ampleur lithosphérique et se propagerait sur de grandes distances. Une rupture unique bien que très peu probable provoquerait un séisme de très forte magnitude. Cependant, aucun séisme de très forte magnitude (supérieure à 7) n'a été observé dans le bassin depuis la période instrumentale.

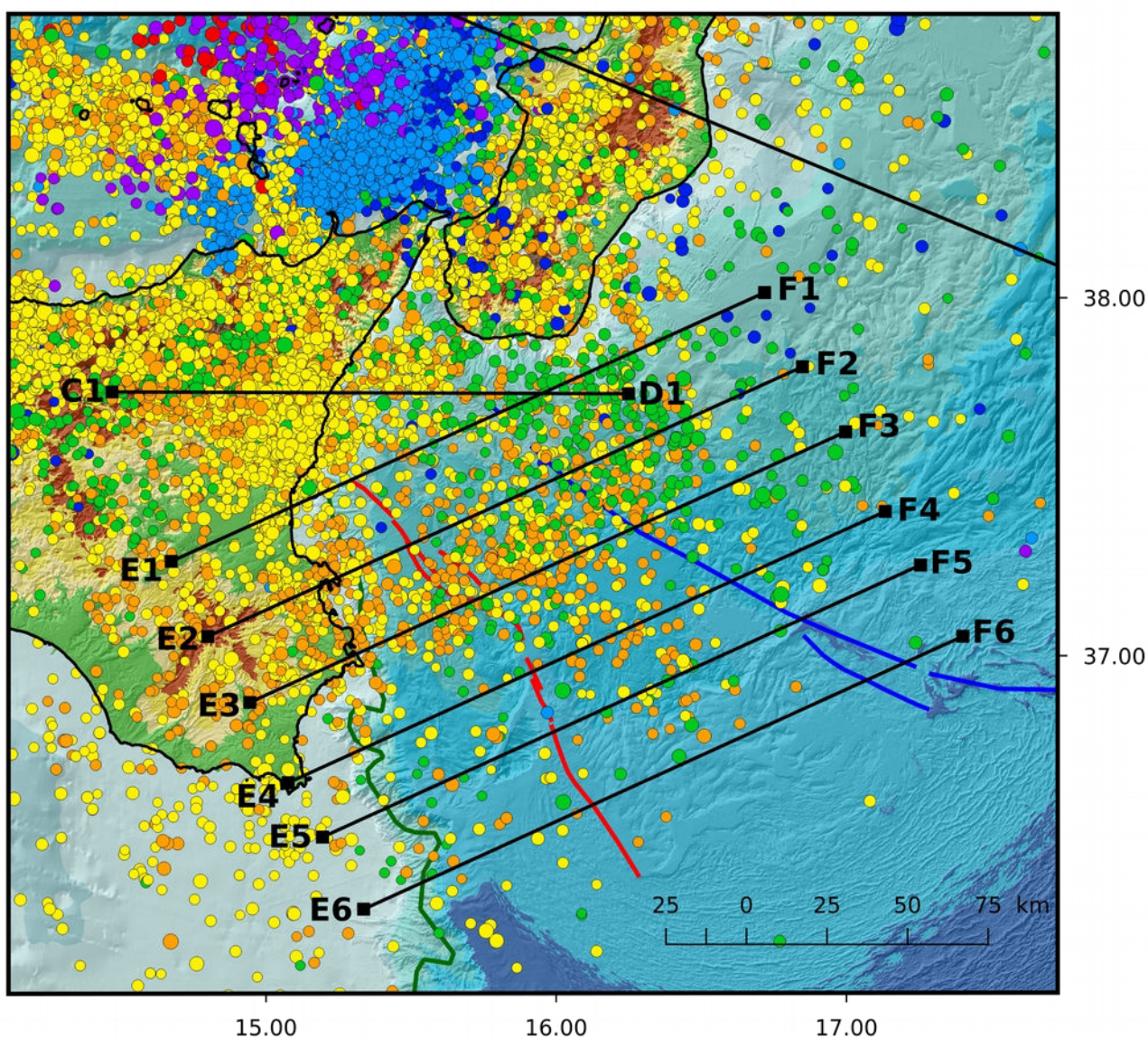


Figure IV.10 : Carte des hypocentres de séismes se produisant le long de la marge Est-Sicilienne. Chaque point correspond à un séisme provenant des catalogues de l'USGS et de l'INGV combinés (voir texte pour plus de précisions sur les catalogues). Ces points sont colorés par rapport à leur profondeur et leur taille dépend de la magnitude du séisme. Les lignes

représentent les positions des structures majeures : l'escarpement de Malte (vert foncé), AFS (rouge), IFS (bleu).

Le long des structures principales, on peut observer un approfondissement général de la sismicité vers l'Est entre l'AFS et après l'IFS. Cet approfondissement est aussi observé dans les coupes EF (Figure IV.11 et Figure IV.12). En observant les séismes de magnitude supérieure à 4, il semblerait que ceux-ci se rapprochent plus de l'AFS et de l'IFS, même si ces derniers ne se concentrent pas uniquement sur la structure et se propagent vers l'Est à de plus grande profondeur. De plus, les séismes de magnitude supérieure à 4 et qui sont « proche » de l'IFS, se manifestent à de plus grandes profondeurs, entre 30 et 50 km ; alors que les séismes proche de l'AFS sont localisés à des profondeurs de 5 à 30 km.

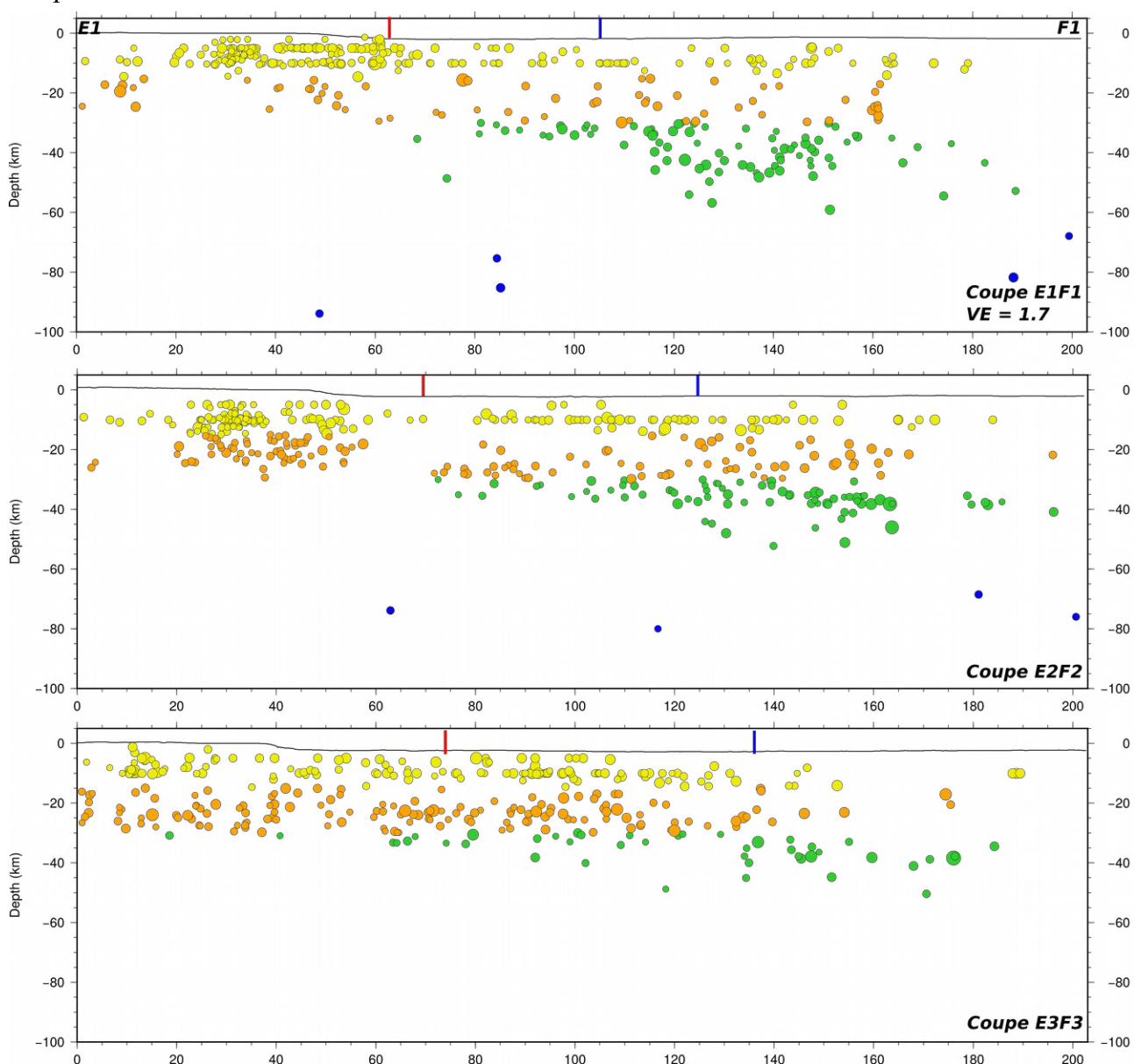


Figure IV.11 : Coupes de la sismicité le long des profils E1F1 à E3F3, transversales aux structures principales de l'escarpement de Malte (bathymétrie), AFS (localisé sous la ligne

rouge) et l'IFS (bleu). Les hypocentres des séismes se produisant à moins de 10 km du profil sont localisés par des points dont le diamètre est fonction de la magnitude et la couleur de la profondeur de ces séismes.

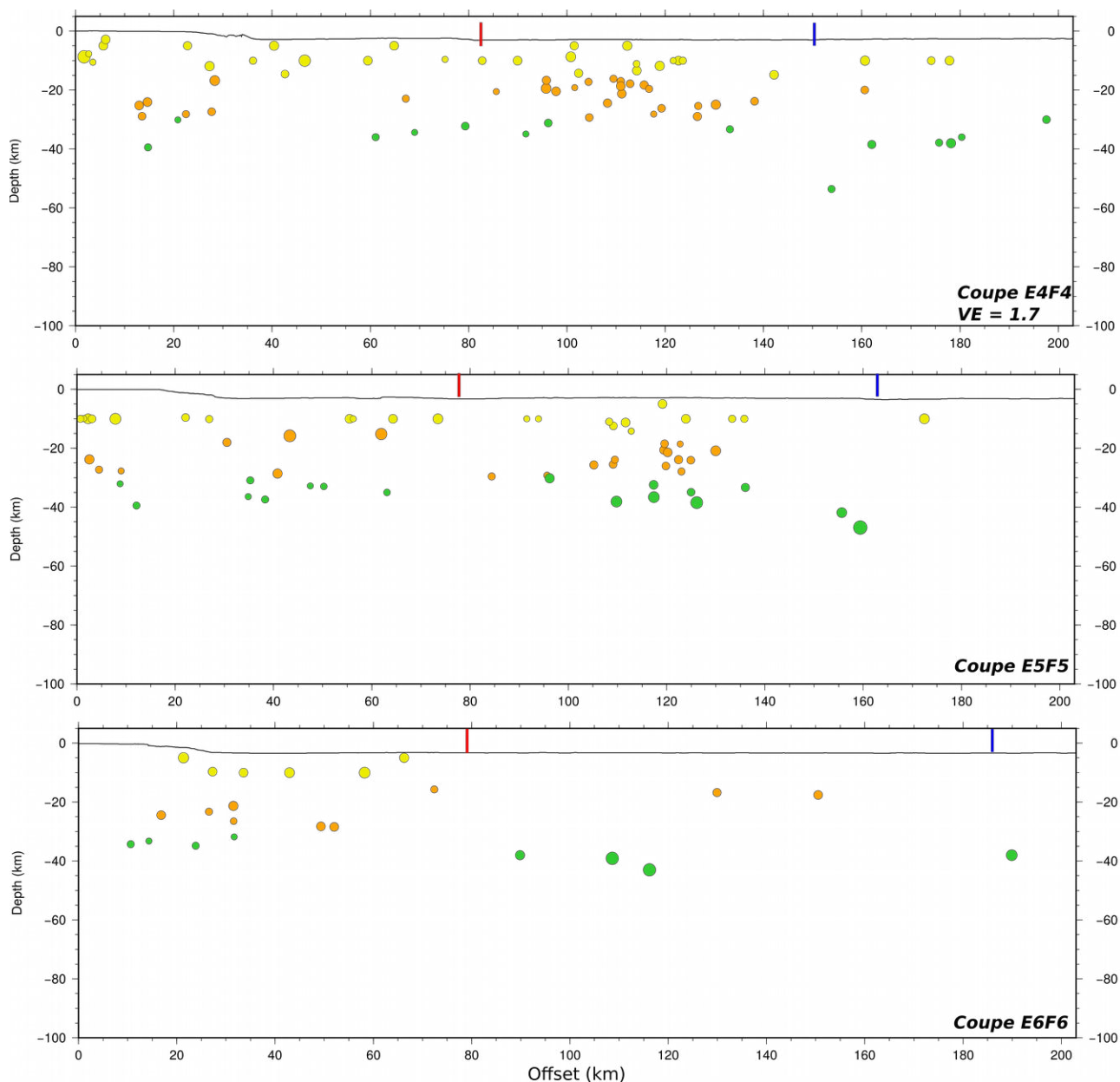


Figure IV.12 : Coupes de la sismicité le long des profils E4F4 à E6F6, avec AFS localisé sous la ligne rouge et l'IFS sous la bleu. Les hypocentres des séismes se produisant à moins de 10 km du profil sont localisés par des points dont le diamètre est fonction de la magnitude et la couleur de la profondeur de ces séismes.

3.2. Cartes des mécanismes au foyer

Les mécanismes au foyer utilisés dans cette étude ont été calculés par l'INGV de Rome et Catane et proviennent des catalogues TDMT et RCMT dont les séismes ont été enregistrés durant la période de 1976 à 2014. Un autre catalogue de mécanismes au foyer a été utilisé et provient du

Sismoweb de l'INGV pour des séismes avec une magnitude comprise entre 2.7 et 4.8 et qui se sont produit sur la période de 1999 à 2011 (Scarfi et al., 2013).

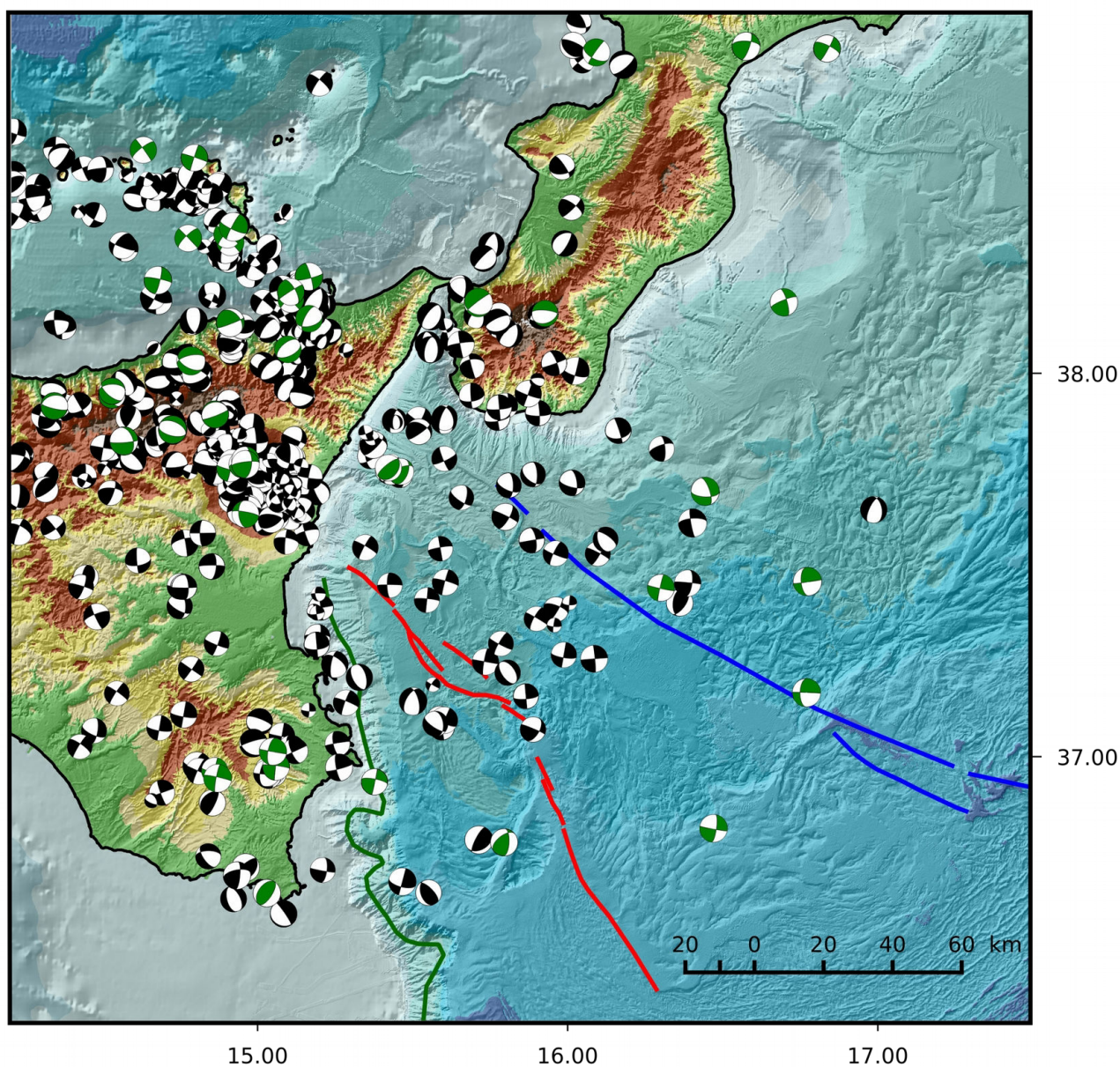


Figure IV.13 : Carte des mécanismes au foyer dans le bassin Ionien. Les données proviennent de l'INGV, avec les catalogues TDMT (vert, 1976 à 2014, profondeur < 70 km) et Sismoweb (Noir, 1999 à 2011, profondeur < 70 km). Les grandes structures sont positionnées en Vert (EM), Rouge (AFS) et Bleu (IFS). La taille des mécanismes au foyer est fonction de la magnitude du séisme.

Les mécanismes au foyer sont calculés pour des séismes de magnitude suffisante. Ils sont globalement répartis à terre (Calabre et Sicile) mais aussi le long de la marge Est-Sicilienne et sur les Îles Éoliennes. Cette répartition peut être expliquée par le manque d'instruments, ainsi que par les limites de localisation et d'analyse par les réseaux locaux de séismes se produisant loin des

côtes. En effet, très peu de mécanismes au foyer ont été calculés au Sud-Est de la Calabre, ce qui est associé à une faible activité sismique.

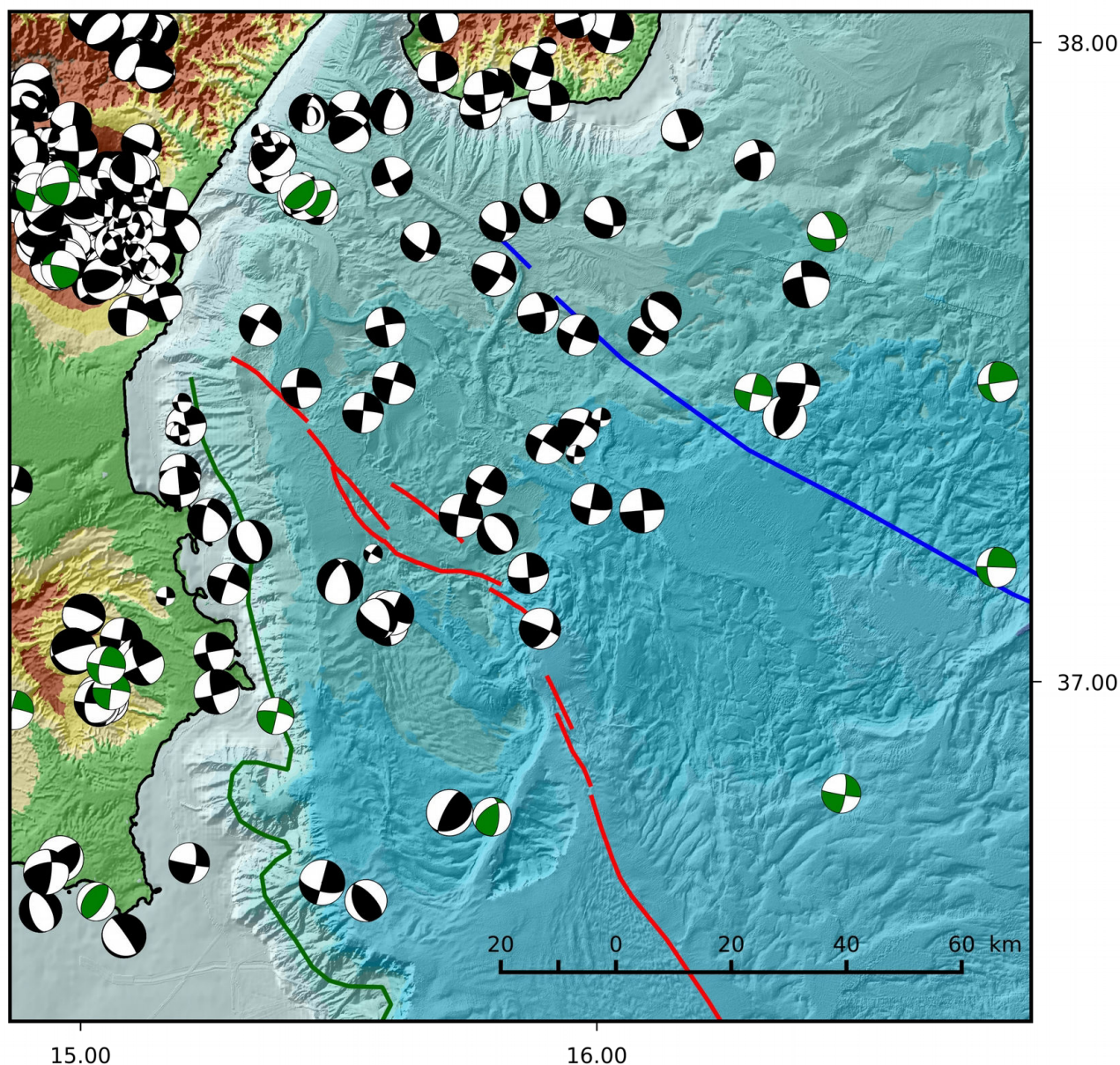


Figure IV.14 : Carte des mécanismes au foyer dans le bassin Ionien. Les données proviennent de l'INGV, avec les catalogues TDMT (vert) et Sismoweb (Noir) dont les profondeurs sont inférieures à 70 km. Les grandes structures sont positionnées en Vert (EM), Rouge (AFS) et Bleu (IFS). La taille des mécanismes au foyer est en fonction de la magnitude du séisme.

Le long de la marge Est-Sicilienne et des structures identifiées en SGA, la majorité des mécanismes au foyer montrent un mouvement cisailant dextre de grande échelle. Ce mouvement est en accord avec les résultats obtenus par différentes études géodésiques et sur la sismicité de la région (Musumeci et al., 2014 ; Ventura et al., 2014). Spécifiquement le long de la marge Est-Sicilienne, ce mouvement général est expliqué par la convergence Afrique-Eurasie et le recul de la

subduction Calabraise vers le SSE. D'après une étude récente de **Musumeci et al., 2014**, le plateau Hybléen serait coupé en deux blocs crustaux (Est et Ouest) par un grand jeu de failles appelé *Sicili-Ragusa fault system* (SRFS). Un autre système de failles limite le bloc Est le long de l'escarpement de Malte. Ces deux systèmes de failles connus à terre permettent d'accommoder le mouvement régional de cisaillement orienté NNO-SSE dans le plateau Hybléen. Cependant, comme pour la sismicité et les cartes des hypocentres, aucun alignement des mécanismes au foyer n'est observable le long des structures déjà identifiées en SGA.

Au Nord de la Sicile, dans les montagnes de la ceinture Siculo-Maghrébine, la majorité des mécanismes au foyer montrent des séismes en faille normale avec une orientation E-W à ESE-WNW. Plus à l'Est, à la limite géologique entre le bloc Péloritain et la Sicile, de nombreux mécanismes au foyer montrent des séismes se produisant sur des failles extensives avec une orientation SSW-NNW très marquée. Encore plus à l'Est, dans le détroit de Messine, des séismes extensifs avec une orientation similaire sont observés. En mer, au Sud de la limite Péloritain-Sicile quelques séismes compressifs sont observables.

En Calabre, la majorité des mécanismes au foyer étudiés montrent un régime extensif de la région avec des directions d'extension qui sont globalement SSW-NNW.

Partie V: Discussion et interprétations

Chapitre 1: Interprétations des profils de SGA

1.1. Couches sédimentaires

Les modèles de vitesse obtenus à partir des données de sismique grand-angle (SGA) permettent d'étudier la structure profonde de la marge Est-Sicilienne dans ses compartiments sédimentaires mais aussi crustaux. Les deux profils (Nord-DYP3 et Sud-DYP1) permettent d'identifier des unités sédimentaires qui ont déjà été décrites par le passé, notamment grâce aux méthodes de sismique réflexion de faible et forte pénétration. Les résultats et une partie de l'interprétation de ces modèles font l'objet de la publication qui est présentée en Partie IV, 1. Les interprétations présentées ci-dessous reprennent une partie des arguments de l'article et apportent de nouveaux éléments et questionnements.

1.1.1. Profil DYP1

Le long du profil DYP1, il est important de différencier les séries sédimentaires du plateau Hybléen, au-dessus de l'escarpement de Malte, et celles du bassin Ionien qui constituent le prisme d'accrétion de la subduction Calabraise. Sur le plateau Hybléen, trois couches sédimentaires sont observées dans le modèle SGA, avec une épaisseur totale maximale de 5 à 6 km. Nous interprétons la première couche comme constituée de sédiments Plio-Quaternaires. Cette première série s'est déposée après l'évènement du Messinien et la remise en eau de la Méditerranée. Cette hypothèse est appuyée par une récente étude de l'escarpement de Malte utilisant des données de sismique réflexion et observant des traces de flots Zancléen, liés à la remise en eau de la Méditerranée dans le bassin Ionien (**Micallef et al., 2018**). Les couches sédimentaires suivantes sont donc plus anciennes que le Messinien, qui a dû avoir un impact érosif important sur celles-ci. Les vitesses ondes P de ces deux couches sont relativement élevées pour des sédiments, nous les interprétons comme étant des carbonates de plateforme similaires à ceux observés sur le plateau Hybléen Sicilien, situé plus au Nord du profil DYP1.

Dans le bassin Ionien, à l'Est de l'escarpement de Malte et au centre du prisme d'accrétion, les données de SGA suggèrent la présence de quatre unités sédimentaires, qui ont une épaisseur totale maximale de 13 km. La première couche est constituée de sédiments Plio-Quaternaires similaires à ceux observés sur le plateau, de 0.5 à 2 km d'épaisseur pour des vitesses onde P relativement faible de 2.0 à 2.2 km/s. Ces sédiments, souvent étudiés avec la sismique réflexion, ont enregistré les déformations liées à la tectonique récente. Le long du système de failles de l'AFS par exemple, un bassin sédimentaire est observable à 120 km de distance sur le profil DYP1 de SGA. Il

est profond de presque 1 km et de forme asymétrique avec un axe de dépôt-centre du côté Ouest. Ce bassin a déjà été décrit à partir de données de bathymétrie et de sismique réflexion puis documenté sous le terme de « bassin allongé » (*Elongate basin* en anglais ; Figure V.3). Ce bassin allongé s'étend sur 5 km de large et sur une soixantaine de kilomètres dans une direction N150, parallèle à celle de l'escarpement de Malte et se termine de façon abrupte à la limite avec le prisme évaporitique au Sud (**Gutscher et al., 2016**). En sismique réflexion, ce bassin semble receler des sédiments syn-tectoniques. La limite Ouest du bassin est caractérisée par une à deux failles majeures contrôlant le bassin et les dépôts syn-tectoniques (Figure V.3).

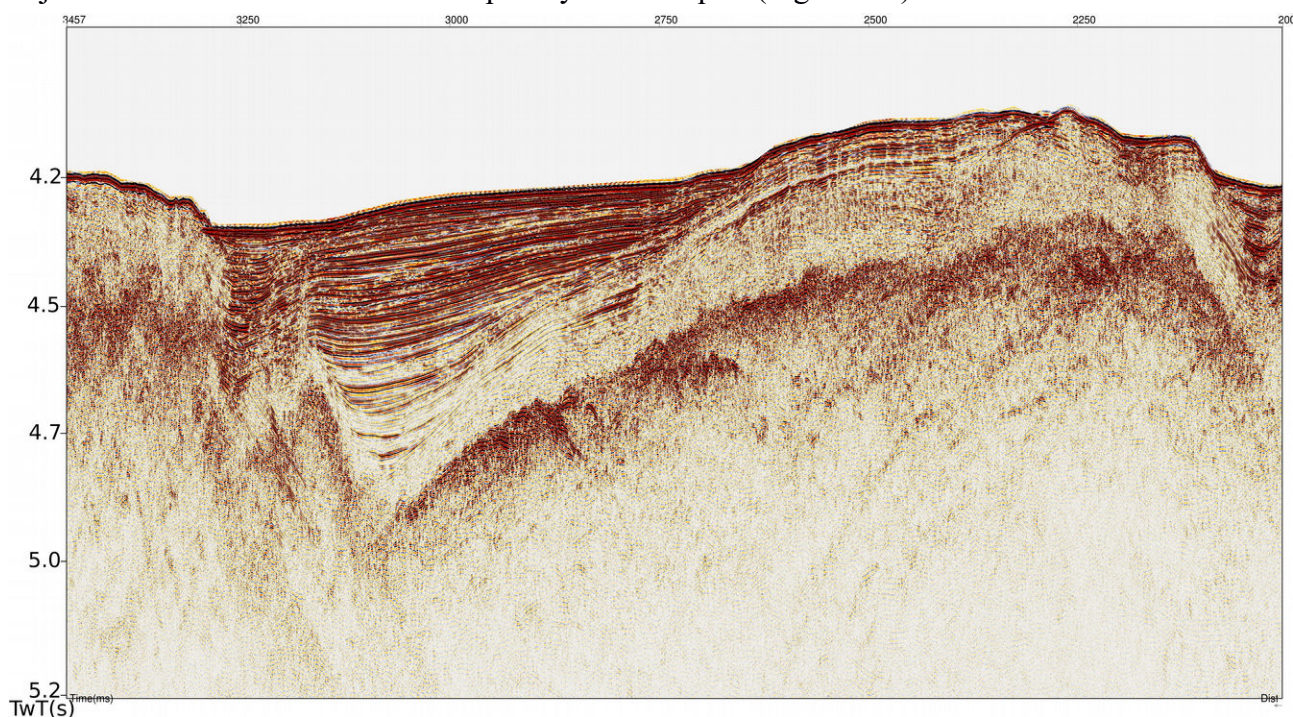


Figure V.1 : Profil de sismique réflexion CIR-04 (localisé sur la Figure III.7) montrant le bassin allongé et ses sédiments syn-tectoniques.

Evaporites Messiniennes

La deuxième couche sédimentaire du bassin est une couche de haute vitesse, qui a été interprétée comme étant constituée d'évaporites Messiniennes. Ces sédiments évaporitiques possèdent des vitesses d'ondes P élevées qui sont liées à l'effet de leur réseau cristallin développé lors de leur dépôt. Ces vitesses élevées ne sont donc pas corrélables directement à la densité comme le sont les autres couches observées dans le modèle. D'Ouest en Est, cette couche apparaît au pied de l'escarpement de Malte puis s'épaissit vers l'Est en passant de 1 km (à 78 km de distance sur le profil SGA) à 2.5 km d'épaisseur (à 120 km de distance). Cet épaississement est très probablement lié à une des phases de construction du prisme d'accrétion. Après ces 120 km de distance le long du profil, les vitesses internes de la couche diminuent abruptement jusqu'à atteindre des vitesses typiques de couches sédimentaires non-évaporitiques. De la même manière, une augmentation

abrupte des vitesses de la couche est observable à 210 km de distance le long du profil, et atteint à nouveau des vitesses typiques de sédiments évaporitiques. Plus à l'Est, cette couche reste homogène en termes de vitesses et d'épaisseurs. Ainsi une zone de faible vitesse est observée au sein de la couche d'évaporites sur une distance d'environ 80 km. Cette zone de faible vitesse est simplement interprétée par l'absence d'évaporites dans cette partie. Cette absence doit être liée à la tectonique de construction du prisme d'accrétion, dont les forces et structures principales sont perpendiculaires au profil. Les bords de cette zone de faible vitesse sont identifiables dans les données bathymétriques et de sismique réflexion. Elles se corrèlent bien avec les limites du prisme externe évaporitique. L'hypothèse formulée est alors que le prisme d'accrétion interne poinçonne le prisme externe (Figure V.3). Ce prisme interne est majoritairement constitué par des sédiments clastiques dont la rhéologie est plutôt cassante/fragile, alors que le prisme externe recèle des évaporites dont la rhéologie est plus ductile et constituent le niveau de décollement. Dans les données de bathymétrie, les zones déformées par la tectonique salifère et la construction du prisme sont relativement bien identifiables. D'après le modèle de vitesse, le poinçon (ou indenteur qui est le prisme clastique interne) est clairement limité à l'Ouest par le système de failles AFS et à l'Est par un système de failles beaucoup plus diffus et difficilement observable dans les données de bathymétrie. Ce dernier est proche de l'IFS mais en même temps, il n'est pas exactement limité par celui-ci, la limite est plus diffuse que pour le côté Ouest.

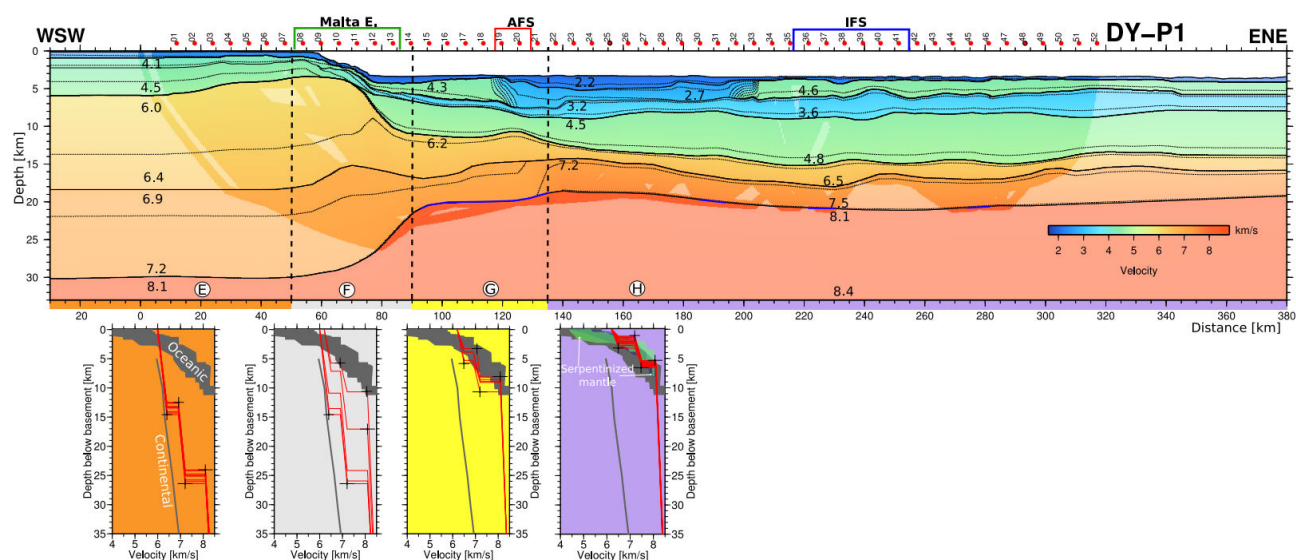


Figure V.2 : Modèle de vitesse produit à partir des données de sismique grand-angle sur le profil DY-P1, par modélisation directe des données OBS (points rouges numérotés). Les lignes noires sont les limites des couches du modèle, les lignes en pointillé sont les contours d'iso-vitesse toutes les 0.25 km/s. Les chiffres inscrits dans le modèle sont les vitesses en km/s. En dessous du profil, des profils en 1-D des vitesses/profondeurs (ou v-z) permettent d'observer les vitesses crustales uniquement (sans la pile sédimentaire) ; Les domaines grisés des graphiques représentent les profils v-z typiquement rencontrés en domaine

continental et océanique (Christensen & Mooney, 1995 et White et al., 1992). Les domaines de manteaux serpentinisés sont représentés en transparence, en vert (Dean et al., 2000) et en bleu (Prada et al., 2014) pour la mer Tyrrhénienne (Figure d'après Dellong et al., 2018).

Par ailleurs, le phénomène d'épaississement de la couche évaporitique qui est observée uniquement entre le pied de l'escarpement de Malte, et l'AFS semble être orienté perpendiculairement à ces deux structures. Ainsi, cette orientation peut nous renseigner sur la chronologie et les étapes de la construction du prisme et du poinçonnement (ou indentation). En effet, d'après de précédentes études, le prisme se construit en deux phases distinguables par deux niveaux de décollement et l'apport des évaporites après le Messinien. Dans un premier temps, le prisme interne se construit jusqu'au et pendant le Messinien. Après la déposition des sédiments Messiniens, le prisme externe devient plus actif et se construit avec les évaporites comme niveau de décollement et leur épaississement se produit à ce moment. Le déséquilibre créé par l'ajout du nouveau niveau de décollement évaporitique dans le prisme Calabrais, qui était jusque-là clastique et Coulombien, produit un effet significatif dans le prisme interne. Cet effet induira un réajustement du prisme interne et produira par la suite l'indentation observée dans le modèle de vitesse et la bathymétrie. Les évaporites qui se sont épaissies sur la bordure externe du prisme sont alors abruptement coupées le long de l'AFS pendant l'indentation (Figure V.7). Une implication importante de cette indentation est qu'elle nécessite l'activité d'un nouveau ou d'un ancien niveau de décollement dans le prisme interne. Cela signifie que cette partie du prisme a été active après l'événement du Messinien, au moins pendant la phase d'épaississement des couches évaporitiques, et l'est peut-être encore. Dans ce cadre, le bassin allongé de l'AFS peut être interprété comme un bassin transtensif se formant à la limite Ouest de l'indenteur. En effet, l'indenteur est bloqué à l'Ouest par le mont sous-marin Alfeo. Similairement, de l'autre côté de l'indenteur, l'IFS a été précédemment décrit comme une structure dextre (Polonia et al., 2011 ; 2016). Cependant, au vu du sens de « rotation » du vortex observé en bathymétrie ainsi que des déplacements sur les structures localisées au Nord-Ouest de ce dernier, il semblerait que l'IFS ait un jeu senestre (Gutscher et al., 2017). Dans le contexte d'indentation du prisme interne sur l'externe, l'IFS aurait le rôle de limite Est de l'indenteur avec un jeu senestre.

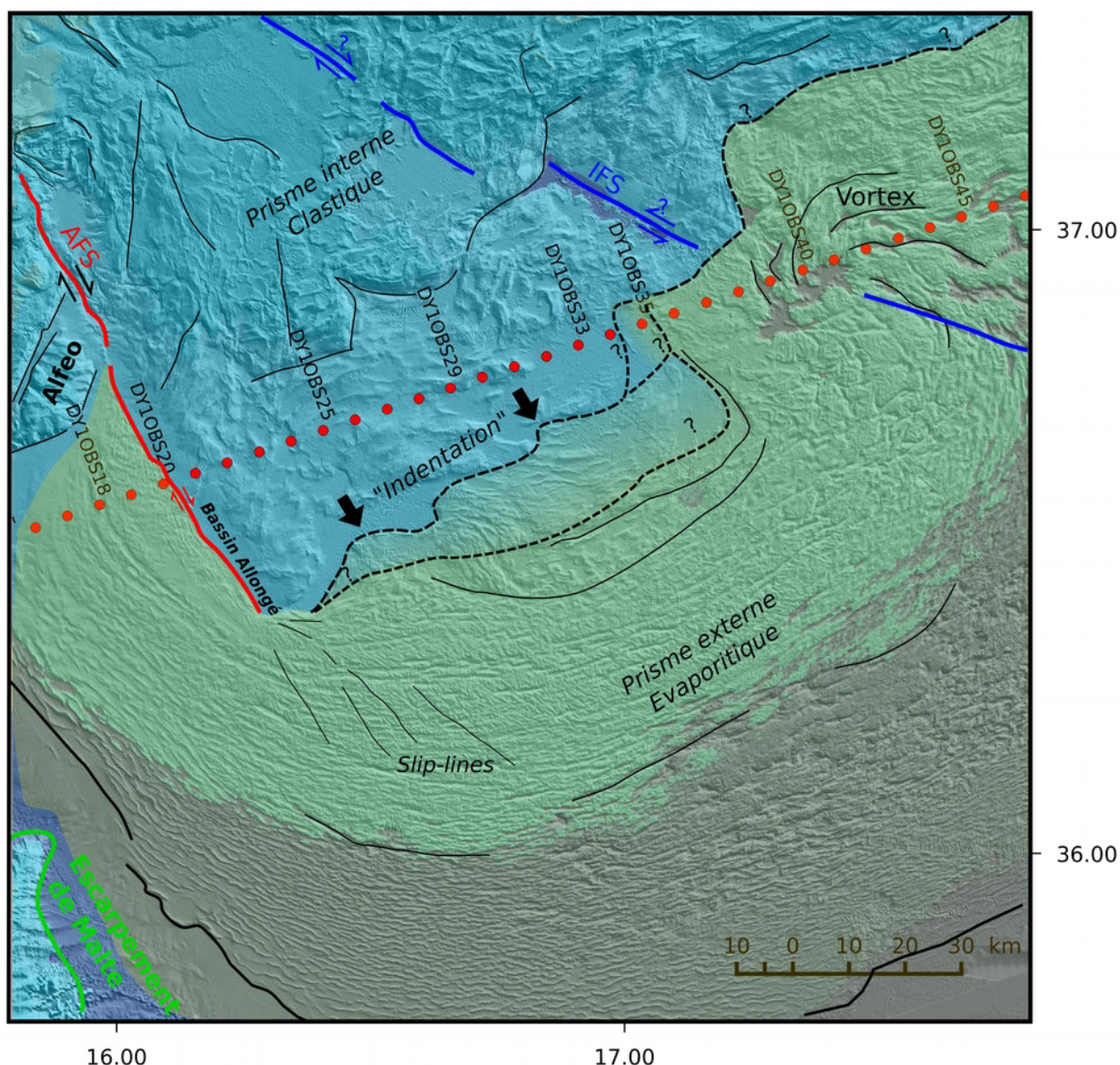


Figure V.3 : Carte de la limite entre les prismes interne et externe du lobe Ouest du prisme d'accrétion Calabrais. La partie jaunie et grisée représente la zone où s'étend la couche d'évaporites Messiniennes.

Sédiments du pré-Messinien et Carbonates du Mésozoïque ?

La troisième couche du modèle dans le bassin est une couche de sédiments pré-Messiniens de faible épaisseur et de vitesse de 3.2 à 3.6 km/s. Cependant peu d'informations ont été obtenues sur cette couche à partir des données de SGA à cause de l'effet d'inversion de vitesse provoqué par les évaporites Messiniennes.

La quatrième couche du bassin n'est observée qu'à partir du pied de l'escarpement de Malte et s'étend dans le reste du bassin Ionien. Elle est caractérisée par de hautes vitesses et des épaisseurs allant de 3 à 6.5 km. L'épaisseur de la couche est minimale sous l'AFS (125-130 km de distance sur le profil DYP1), et maximale au milieu du profil sur une zone bien plus large. Les vitesses de cette

couche ont principalement été modélisées (et extrapolées au reste du profil) grâce aux arrivées pointées sur les OBS 18 à 33 qui se situent dans la « fenêtre » de sédiments sans évaporites. Si des variations latérales de vitesse existent dans cette couche, elles n'ont donc pas pu être observées du fait de l'inversion de vitesse couvrant la majorité du bassin. Cette quatrième couche a été interprétée dès l'étape de modélisation comme ayant une origine sédimentaire malgré ses fortes vitesses en comparaison à des sédiments « classiques ». Une interprétation différente pourrait être que cette couche soit de nature crustale avec des vitesses anormalement faibles. Ces faibles vitesses et l'épaisseur totale de la croûte classerait cette dernière comme étant une croûte continentale amincie. Cependant en sismique réflexion, les faciès observés pour cette couche sont clairement lités et stratifiés, typiques pour des couches sédimentaires (**Figure 10 de l'article**). La stratification ainsi observée prouve que cette couche est d'origine sédimentaire mais les vitesses observées restent élevées pour des sédiments. Deux explications peuvent être proposées : la première implique une forte compaction de ces sédiments, mais elle ne permet pas d'expliquer les vitesses significativement plus faibles qui sont observées dans la troisième couche. La seconde explication est la plus probable, elle concerne la nature même de ces sédiments, qui seraient des carbonates souvent associés à des fortes vitesses, similairement à ceux observés sur le plateau Hybléen. Puisque ces carbonates forment la couche sédimentaire la plus profonde modélisée au fond du bassin, ils étaient les premiers à s'être déposés dans le bassin pendant ou après son ouverture au début du Mésozoïque. De plus, cet âge Mésozoïque a déjà été proposé par de nombreuses études précédentes utilisant des méthodes variées (**Finetti & Morelli, 1972 ; Makris et al., 1986 ; deVoogd et al., 1992 ; Gallais et al., 2011 ; 2012 ; Polonia et al., 2016**).

Ces carbonates sont relativement bien connus dans le bassin, et ont été observés par des méthodes de sismique réflexion. Ces sédiments carbonatés et bien stratifiés sont très légèrement déformés dans le lobe Ouest du prisme d'accrétion, un peu plus dans la plaine abyssale Ionienne (**Gallais et al., 2011**) ; alors que dans le lobe Est, ceux-ci sont très déformés et peu visibles (**Polonia et al., 2016**). D'après l'interprétation de profils de sismique réflexion (CROP-M2B ou Prised 01) orientés dans la direction de plongement de la subduction et dans le lobe Ouest, il semblerait que ces sédiments deviennent de plus en plus perturbés vers le NW jusqu'à ne plus être visibles (**Gallais et al., 2012 ; Polonia et al., 2016**). Cette couche de carbonates Mésozoïque observée dans le bassin est similaire à ceux observés sur le plateau Hybléen. Cependant, ces derniers possèdent des vitesses plus faibles que ceux présents dans le bassin. Cette différence peut être expliquée par la compaction des carbonates du bassin sous le poids et la déformation tectonique liée à la construction du prisme d'accrétion. Cependant, lors du dépôt de ces sédiments carbonatés, le bassin devait déjà être formé et les profondeurs d'eau impliquées devaient être bien plus

profondes que celles présentes lors du dépôt des carbonates de plateforme sur le plateau Hybléen. En effet, le seuil de compensation des carbonates (*CCD* en anglais, pour *Carbonates Compensation Depth*) est une profondeur à partir de laquelle le carbonate est dissout dans l'eau de mer. Au-delà de cette profondeur, la sédimentation est quasi-exclusivement constituée de silice et d'argile. Cette profondeur de dissolution du carbonate dans l'eau de mer varie au cours des temps géologiques entre 3000 et 5000 m de profondeur d'eau. L'observation de carbonates aux profondeurs actuelles (plus de 4000 m dans la plaine abyssale) indiquerait à l'époque du dépôt de cette couche que : soit la branche Néo-Téthysienne, à laquelle appartenait le bassin Ionien, possédait une CCD très profonde, soit que ce bassin était moins profond à cette époque.

La quatrième couche et l'interprétation de sa nature est probablement à l'origine de la controverse sur la nature crustale du bassin Ionien. En effet, sans les informations fournies par le modèle de vitesse en corrélation avec celles de la sismique réflexion, on pourrait interpréter cette couche comme crustale et considérer ainsi la croûte du bassin comme continentale amincie.

Les couches sédimentaires modélisées sur le plateau et dans le bassin ont été reliées pour introduire un nombre minimum de couches dans le modèle et suivre l'approche *minimum structure*. En réalité, la composition et nature des couches sédimentaires sur le plateau et dans le bassin sont différentes. Pour la même raison, la modélisation des vitesses par cette technique ne permet pas d'imager des structures très abruptes comme des failles ou hauts de socle par exemple. Par conséquent, les modèles donneront une courbe de lissage de ces structures, et ce d'autant plus que ces structures sont profondes et/ou peu échantillonnées dans les données OBS.

1.1.2. Profil DYP3

Les couches sédimentaires du modèle Nord ont des vitesses relativement homogènes latéralement alors que les épaisseurs évoluent fortement tout au long du profil. En effet, les couches sédimentaires ont des gradients de vitesses avec très peu de variations latérales. En profondeur les vitesses augmentent et atteignent 3.80 km/s au fond du bassin sédimentaire du domaine C. Elles peuvent être expliquées par une forte compaction des sédiments dans le prisme d'accrétion. Une particularité est observable sur ce modèle entre les couches 3 et 4, où des lentilles de sédiments à hautes vitesses sont observées. Ces structures sont larges de 8 à 20 km et ont été interprétées comme étant des évaporites qui se sont déposées dans des bassins protégés lors de l'évènement du Messinien. Une autre interprétation est que ces couches de hautes vitesses sont en réalité des sédiments carbonatés se trouvant dans le prolongement de ceux retrouvés à terre en Calabre.

Les épaisseurs des couches sédimentaires sont plus faibles à l'Ouest du modèle. Dans le domaine A, elles atteignent 2 km d'épaisseur au maximum. La troisième couche sédimentaire est la

plus épaisse comparée aux autres, et ses vitesses sont les plus élevées. Ce domaine du profil est placé en Sicile dans une direction traversant de biais le front de déformation de la Nappe de Gela et qui doit atteindre les contre-forts du plateau Hybléen Sicilien. Cependant, les carbonates de plateforme observés dans le modèle DYP1 et sur le plateau Hybléen à terre ne sont pas clairement identifiables dans le modèle DYP3 en Sicile. La dernière couche sédimentaire observée en Sicile présente des vitesses relativement élevées pour des sédiments typiques. Il est possible que cette couche soit constituée de carbonates fracturés et altérés par le front de déformation de la nappe de Gela, mais cette hypothèse ne permet pas d'expliquer les faibles épaisseurs observées. Par ailleurs, le bord Ouest du modèle en Sicile est principalement contraint par les données des stations à terre, qui n'ont pas permis d'identifier clairement les couches sédimentaires, car les tirs sismiques les plus proches ont déjà été réfractés dans le socle et ont parcouru les couches profondes que dans un seul sens. Ce type de configuration est lié à l'absence de tir à terre, et cela ne permet pas d'identifier les vitesses avec une grande précision, en comparaison au centre du modèle. Le manque de données dans cette région peut expliquer l'absence de couche sédimentaire de haute vitesse sur le profil.

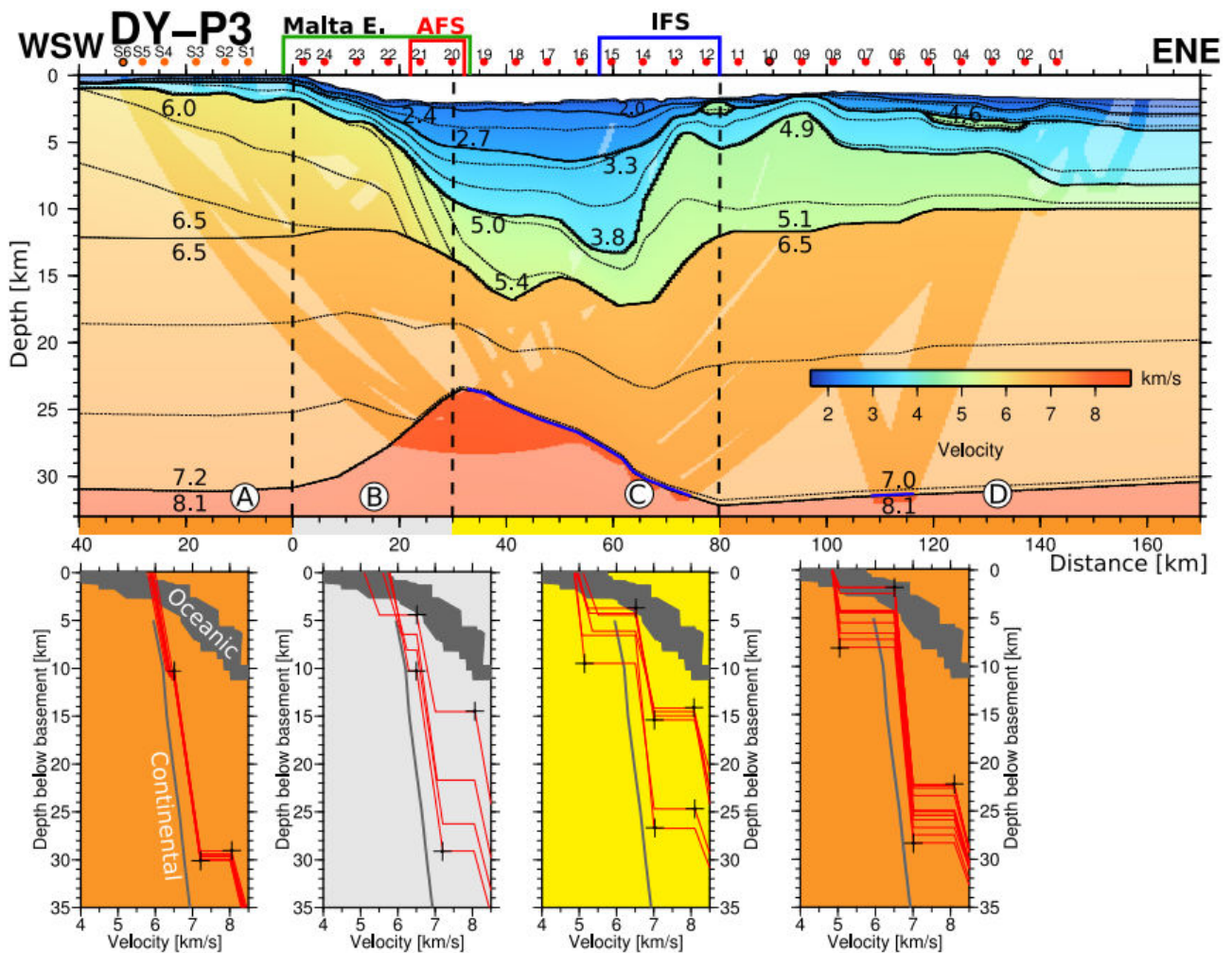


Figure V.4 : Modèle de vitesse produit à partir des données de sismique grand-angle sur le

profil DY-P3, par modélisation directe des données OBS (points rouges numérotés) et stations à terre (points oranges). Les lignes noires sont les limites des couches du modèle, les lignes en pointillé sont les contours d'iso-vitesses toutes les 0.25 km/s. Les chiffres inscrits dans le modèle sont les vitesses en km/s. En dessous du profil, des profils en 1-D des vitesses/profondeurs (ou v-z) permettent d'observer les vitesses crustales uniquement (sans la pile sédimentaire); Les domaines grisés des graphiques représentent les profils v-z typiquement rencontrés en domaine continental et océanique (Christensen & Mooney, 1995 et White et al., 1992).(Figure d'après Dellong et al., 2018).

Plus à l'Est dans le domaine B, les couches sédimentaires s'épaississent pour atteindre le profond bassin sédimentaire de 13 km d'épaisseur totale dans le domaine C. En surface, de nombreuses failles et systèmes de failles sont observables dans les données de bathymétrie et de sismique réflexion (**Gutscher et al., 2017**). Ces failles montrent un mouvement décrochant dextre et se répartissent entre la Sicile et la Calabre au Sud du détroit de Messine. Ce bassin possède une forte asymétrie qui doit être reliée à la tectonique d'ouverture du bassin. Cette asymétrie est peut-être liée au fait que le profil n'est pas tout à fait perpendiculaire au sens d'ouverture de ce bassin. Mais d'après les observations des données de bathymétrie et les directions d'ouverture, il semblerait que ce bassin soit réellement asymétrique. De plus, les sédiments de hautes vitesses, observés dans la quatrième couche du modèle DYP1, ne semblent pas être présents dans ce bassin. Ces observations indiqueraient que le bassin se serait ouvert après la construction du prisme d'accrétion et spécifiquement de l'accrétion des sédiments Mésozoïque (**voir partie 1.2.2**).

En Calabre, domaine D, les couches sédimentaires ont des profondeurs variables qui sont probablement liées aux hauts de socle du *backstop* Calabrais. Plus à l'Est, un épaississement des couches sédimentaires est observable, et associé à un approfondissement de la croûte de la plaque supérieure Calabraise. Il est probable que l'orientation du profil cause cet effet d'approfondissement. En effet, le profil coupe en oblique le *backstop* Calabrais, le prisme d'accrétion se développant devant lui.

1.2. Nature des couches crustales

Dans le but d'identifier la nature des croûtes en présence, il est possible d'utiliser des profils 1D de vitesse d'onde P en fonction de la profondeur. Ces graphiques sont appelés des sections v-z. Ces profils prennent en compte uniquement les vitesses des couches crustales, et ce dans le but de pouvoir les comparer à des enveloppes v-z provenant d'autres études et compilations (ou domaines connus) et dont la nature a déjà été identifiée (Figure V.2, Figure V.4).

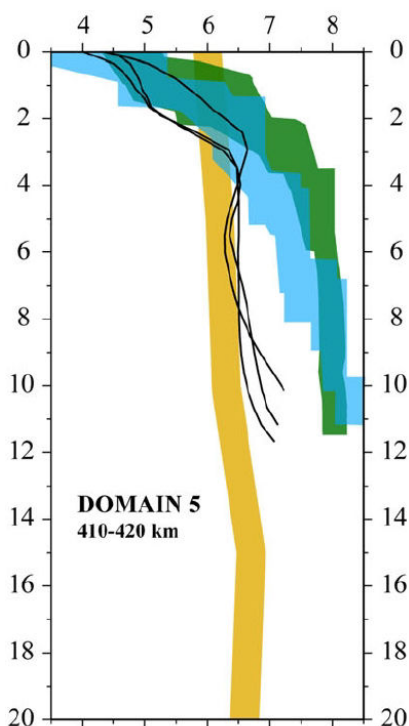


Figure V.5 : Profil d'évolution des vitesses d'onde P en profondeur 1-D ($v-z$). Les enveloppes colorées représentent différents contextes géodynamiques : Jaune pour une croûte continentale de 20 km d'épaisseur (Christensen and Mooney, 1995) ; Bleu pour une croûte océanique venant de l'Atlantique (White et al., 1992) ; et vert pour du manteau exhumé venant de l'Ouest – Ibérie (Dean et al., 2000; Sallarès et al., 2013b). La figure provient de Prada et al., 2014.

1.2.1. Interprétation des résultats obtenus sur le Profil DYP1

Le modèle Sud est orienté perpendiculairement à la marge Est-Sicilienne et l'escarpement de Malte. Les structures crustales identifiées à partir du modèle de vitesse ont été comparées dans l'article présenté précédemment. À partir des comparaisons des $v-z$ à celles de zones typiquement connues pour abriter des croûtes continentales, océaniques ou de manteau serpentinisé, les structures crustales ont été identifiées d'Ouest en Est : la présence du plateau continental Hybléen correspondant au domaine E ; l'escarpement de Malte sur le domaine F est imagé comme étant une abrupte zone d'amincissement crustale ; le domaine G a été interprété comme un domaine continental extrêmement aminci ; et enfin le domaine H a été identifié comme abritant une croûte océanique possiblement serpentinisée par endroit. Cette dernière est donc un vestige de l'océan Néo-Téthysien qui doit se former au début du Mésozoïque, faisant de cette croûte la plus ancienne croûte océanique connue sur terre.

Serpentinisation de la croûte océanique

Comme présentés dans une étude récente, plusieurs indices de diapirs de serpentine ont été retrouvés dans le bassin Ionien (Polonia et al., 2018). Cette étude se base sur l'interprétation de données de sismique réflexion, d'électro-magnétisme, de gravimétrie et d'analyse de fluides dans des carottes sédimentaires. Cependant, deux de ces diapirs de serpentine doivent être observables le

long des profils DYP1 et DYP3, mais aucune anomalie de vitesse de type diapir de serpentine de haute vitesse n'a été constatée dans les données OBS. La résolution de la méthode employée ne permet peut-être pas d'observer ce type de structure relativement fine. Cependant, la croûte océanique observée possède par endroit des vitesses légèrement supérieures à celles typiquement rencontrées dans des croûtes océaniques typiques. En effet, sur les portions où la croûte supérieure est plus fine, c'est-à-dire entre 140 et 170 km, ainsi qu'à 250 km et à 300 km de distance sur le profil, les v-z montrent des vitesses rapides correspondant à celles de manteau serpentinisé (**Dean et al., 2000 ; Prada et al., 2015**). La croûte océanique Ionienne est donc susceptible d'abriter des portions de manteau serpentinisé, probablement incluses dans la croûte. Cette hypothèse est probable vu l'âge de la croûte océanique et du mode d'ouverture du bassin. Une autre hypothèse permettant d'expliquer ces fortes vitesses dans la croûte océanique est la compaction de celle-ci, en liaison avec les fortes épaisseurs sédimentaires observées dans le bassin. Cependant, il est difficile de trancher en faveur d'une des hypothèses, notamment parce qu'aucune croûte océanique de cet âge n'a jamais été observée intacte.

1.2.2. Interprétation et comparaison des résultats du DYP3

Le long du profil Nord, le modèle de vitesse produit a permis d'identifier trois types de croûtes différentes et deux zones de transition abruptes qui limitent un profond bassin sédimentaire asymétrique. D'Ouest en Est, on retrouve sur ce profil : le domaine Sicilien (domaine A), l'escarpement de Malte comme zone de transition vers le domaine C, qui est interprété comme abritant une croûte continentale amincie, puis une nouvelle zone de transition abrupte, et enfin le domaine continental Calabrais (D).

Le domaine continental Sicilien

Le domaine A correspond au domaine continental Sicilien et appartient à la plaque Afrique. La croûte observée dans ce domaine A est significativement différente de celle du domaine E sur le profil DYP1, notamment en termes d'épaisseur des couches ainsi que des vitesses. En effet, l'épaisseur crustale totale du domaine A est légèrement supérieure à celle du domaine E. De plus, la croûte supérieure du domaine A est plus fine que celle du E, et inversement pour la croûte inférieure. Les vitesses du haut de la croûte inférieure du domaine A sont de 0.4 km/s plus faibles que celles du domaine E. Ces différences de structure crustale entre les deux profils qui imagent la même plaque sont probablement dues au fait que le profil Nord est très proche de la zone de déformation de la nappe de Gela. Ainsi, la croûte présente sur le profil DYP3 doit être très similaire à celle du domaine Hybléen du profil DYP1. Cependant, elle doit être affectée par la collision entre

les plaques Afrique et Europe le long de la nappe de Gela, qui est l'expression en surface du front de déformation de l'avant-pays.

L'escarpement de Malte

Les deux modèles imagent la structure profonde de l'escarpement de Malte sur les domaines B et F. Les deux observations de cette même structure géologique sont similaires. Elles montrent un amincissement abrupt des couches crustales passant de 25-28 km d'épaisseur sur le plateau, à 10 km pour le domaine G (DYP1), et 15 km dans le domaine C (DYP3). Les croûtes modélisées au pied de l'escarpement dans les domaines C et G de ces deux profils sont très différentes l'une de l'autre. Sur le profil DYP1, la croûte du domaine G a été interprétée comme étant une croûte continentale amincie qui appartient au domaine Hybléen. L'origine de l'amincissement est probablement reliée à l'épisode d'ouverture de la marge du début du Mésozoïque. Sur le DYP3, la croûte du domaine C a aussi été interprétée comme étant une croûte continentale amincie. Cependant, ces deux croûtes sont sensiblement différentes, et les vitesses et gradients du domaine C sont beaucoup plus proches de ceux du domaine D Calabrais. Il semblerait que le domaine C appartienne à la plaque supérieure de la subduction, et donc au domaine continental Péloritain-Calabre. Sur le DYP3, deux domaines crustaux sont donc identifiés avec une limite très marquée dans les vitesses de la croûte supérieure. Cette limite est localisée au pied de l'escarpement de Malte et coïncide avec la structure de l'AFS déjà décrite en surface (**Gutscher et al., 2016 ; 2017**). L'amincissement crustal majeur observé sur le profil DYP3 est probablement hérité de l'ouverture Mésozoïque du bassin. Mais après la limite marquée par l'AFS en surface, la structure observée dans le domaine C doit être beaucoup plus récente.

À l'Est du profil DYP3 : Le domaine continental Calabrais

À l'extrémité Est du profil, le domaine D est imagé comme une croûte épaisse d'une trentaine de kilomètres. Il a été interprété comme étant le *backstop* continental Calabrais. Les faibles vitesses observées dans la croûte supérieure (4.9/5.1 km/s) sont très différentes de celles du domaine Sicilien (6.0/6.5 km/s). Ces variations peuvent être expliquées par un changement de bloc continental et de domaine géologique. Les domaines A et B appartiennent à la plaque Afrique, alors que les domaines C et D doivent appartenir au bloc Péloritain-Calabre de la plaque supérieure de la subduction. Cependant, les couches profondes du domaine D ne sont pas bien contraintes, car elles sont imagées par une seule station. Une autre explication pour ces faibles vitesses crustales serait que cette couche est sédimentaire, tout comme celle observée le long du profil DYP1. Dans cette hypothèse, la croûte du domaine C et D ne serait constituée que d'une seule couche, et même dans cette configuration, les v-z indiquent que ces domaines sont tout de même continentaux. Cette hypothèse

est relativement peu probable au vu des amplitudes observées dans les données OBS. En effet, la phase sismique correspondant à l'interface sédiment-croûte est souvent très marquée par de fortes amplitudes dans les données OBS, en comparaison aux autres phases. Ce phénomène est relié aux forts contrastes lithologiques entre les deux compartiments sédimentaires et crustaux. Le long du profil DYP3, cette interface est corrélée à la plus forte amplitude observée dans les données OBS sur ces domaines. De plus, en comparaison des vitesses de la couche sédimentaire observée dans le modèle DYP1, la couche du modèle DYP3 possède des vitesses sensiblement plus rapides. Ainsi, il est plus probable que cette couche constitue la première couche crustale du domaine Calabrais.

Le profond bassin sédimentaire asymétrique

Dans le contexte général de retrait de la plaque plongeante vers le Sud-Est, le profond bassin asymétrique observé entre la Sicile et la Calabre se développe au sein même de la plaque supérieure de la subduction. La transition observée entre les domaines C et D coïncide avec l'IFS. Cette transition est encore plus abrupte que celle de l'escarpement de Malte. L'origine du bassin est probablement « récente » notamment parce que les sédiments Mésozoïque sont absents de la série sédimentaire du bassin. Son asymétrie évoque des mouvements transtensifs, mouvements qui pourraient être à l'origine de l'amincissement de cette croûte. L'hypothèse avancée pour expliquer son ouverture est liée à la collision du bloc Péloritain avec le plaque Afrique, puis sa séparation du bloc Calabrais en lien avec l'ouverture du détroit de Messine. En effet, le retrait de la plaque plongeante vers le Sud-Est amène à la collision du bloc Péloritain (encore solidaire de la Calabre) avec la plaque Afrique en Sicile durant la transition Miocène-Pliocène. À ce moment, les montagnes du Nord de la Sicile sont érigées en réaction à cette collision. Le retrait de la subduction est alors ralenti par la collision, mais n'est pas stoppé et continue d'avancer vers le Sud-Est pour continuer la subduction de la croûte océanique du bassin Ionien (**Barreca et al., 2018**). Entre la Calabre et le Péloritain, une zone de faiblesse est créée entre les deux blocs et dans le détroit de Messine. Alors que la Calabre poursuit sa route accompagnant le retrait de la plaque plongeante, le Péloritain est bloqué contre la Sicile et entre ces deux blocs se développe le bassin transtensif qui est observé dans le modèle DYP3. Cette hypothèse permet d'expliquer l'ouverture du détroit de Messine ainsi que les séries de failles normales observées sur les pourtours du détroit de Messine. D'autres données permettent aussi d'observer les vitesses GPS de ces blocs à l'actuel (**Ventura et al., 2014 ; Musumecchi et al., 2014 ; Palano et al., 2015**) ainsi que certains des mécanismes au foyer de séismes se produisant dans la zone (**Figure V.15**).

1.3. Comparaison des modèles à d'autres marges

L'escarpement de Malte est imagé dans les deux modèles de vitesse comme étant une zone d'amincissement abrupte de la croûte. L'escarpement fait alors la transition entre le domaine continental du plateau Hybléen (appartenant à la plaque Afrique) et le domaine océanique du bassin Ionien. L'escarpement de Malte est donc une marge, vestige de l'ouverture du bassin Ionien. De précédentes études (**Catalano et al., 2001 ; Stampfli et al., 2004 ; Frizon de Lamotte et al., 2011**) ainsi que l'identification de la nature de la première couche sédimentaire déposée dans le bassin indiquent que la marge Est-Sicilienne se serait formée au début du Mésozoïque. En effet, d'après la littérature, les sédiments Liasiques retrouvés en Sicile montrent une forte subsidence qui est datée de la transition Trias-Jurassique (200 Ma). Ceci indique donc le début de l'ouverture du bassin Ionien (**Catalano et al., 2001**). Cependant, la géométrie du *rifting* est une question spécifiquement débattue dans ce bassin, et la structure profonde d'un des vestiges de cette ouverture permet de répondre à une partie de la question.

L'escarpement de Malte est une véritable marche dans la bathymétrie, il atteint presque 3000 m de hauteur par endroit et est large d'une quinzaine de kilomètres seulement. La pente continentale mesurée le long de cette structure est d'environ 13°. Cette structure majeure se prolonge en profondeur comme en atteste les deux modèles de vitesse traversant l'escarpement en deux endroits différents. Les modèles montrent alors que l'amincissement crustal principal de 15 km se produit sur une distance très courte d'une trentaine de kilomètres seulement. La transition jusqu'au domaine purement océanique se produit sur une cinquantaine de kilomètres.

Ces caractéristiques sont généralement retrouvées le long de marges transformantes ou obliques (**Sallarès et al., 2011 ; Greenroyd et al., 2008**). Les marges purement divergentes sont caractérisées par des zones de transition très larges (entre 100 et 250 km), par exemple les marges conjuguées du Maroc et de Nova Scotia (Figure V.6) (**Funck et al., 2004 ; Biari et al., 2015**). La comparaison de nos résultats à ceux de précédentes études sur des marges transformantes (**Figure V.6**) nous permet de conclure que l'escarpement de Malte est une marge transformante ou oblique. Cette structure résulte donc de mouvements tectoniques parallèles ou obliques comme cela avait été proposé auparavant pour cette zone (**Frizon de Lamotte et al., 2011 ; Gallais et al., 2011**).

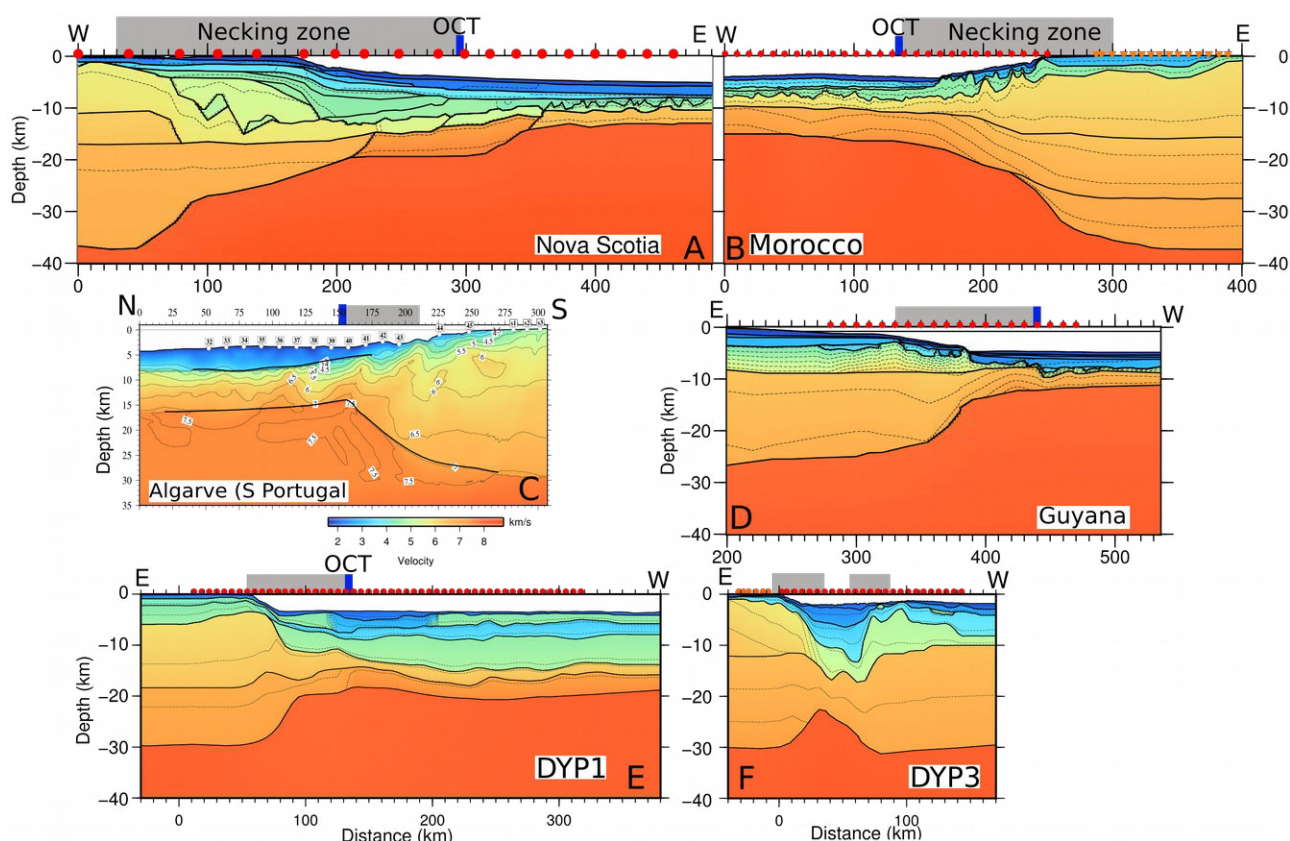


Figure V.6 : Comparaison de la structure profonde (modèles de vitesse, sismique grand-angle) de marges divergentes : A (Funk et al., 2004) et B (Biari et al., 2015) ; et de marges transformantes : C (inversion tomographique par Sallarès et al., 2011) et D (Greenroyd et al., 2008). E et F sont les profils DYP1 et DYP3 présentés dans cette thèse.

1.3.1. Particularités du domaine G

La croûte observée dans le domaine G peut aussi être interprétée comme étant une croûte océanique sur-épaissie qui se serait mise en place au moment du *break-up*. En effet, dans cette hypothèse, il est possible que la croûte océanique mise en place lors du *break-up* soit plus épaisse que celle produite après cet évènement. Une thermicité particulière au moment du *break-up* pourrait expliquer ces différences d'épaisseurs. Au large de la Guyane Française, la transition océan-continent (TOC) a aussi été placée après une zone dite de transition. Ainsi la TOC est localisée plus loin que l'escarpement majeur (Greenroyd et al., 2008). Du fait des gradients de faible vitesse et des épaisseurs relatives entre les deux couches, nous avons préféré l'interpréter comme une croûte continentale amincie, et donc de transition.

1.4. Conclusions

La série sédimentaire observée dans le bassin Ionien le long du profil DYP1 est la suivante (de haut en bas) : des sédiments Plio-Quaternaires ; des évaporites Messiniennes ; des sédiments post-Messiniens et des carbonates Mésozoïque. Les couches crustales observées le long de ce profil

sont continentales sur le plateau Hybléen, et océaniques dans le bassin. La transition entre ces deux types de croûte est effectuée le long de l'escarpement de Malte qui présente un fort amincissement crustal. Le domaine s'étendant entre le pied de l'escarpement et la croûte océanique est très probablement de nature continentale amincie. Le bassin Ionien est donc pavé d'une croûte océanique probablement d'âge début Mésozoïque, faisant de ce bassin l'un des plus anciens domaines océaniques du monde.

Sur le profil DYP3, les sédiments évaporitiques Messiniens sont observés uniquement dans deux bassins protégés au Sud-Est de la Calabre, alors que les sédiments carbonatés du Mésozoïque observés dans le Sud ne sont pas retrouvés. Toujours sur ce profil, les deux couches crustales ont été interprétées comme étant continentales en Sicile et en Calabre, puis continentales amincies entre ces deux domaines. Les domaines C et D de ce profil doivent appartenir à la plaque supérieure de la subduction Calabraise (et donc au bloc Péloritain-Calabre) alors que les blocs A et B Siciliens doivent appartenir à la plaque Afrique. La transition entre ces deux domaines crustaux s'effectue au pied de l'escarpement de Malte. Entre ces deux domaines continentaux s'est formé un profond bassin sédimentaire asymétrique n'abritant pas de sédiments carbonatés comme ceux observés sur le profil Sud. Ce bassin se développe au sein même de la plaque supérieure de la subduction. Son origine est donc probablement liée à la collision du bloc Péloritain avec le plaque Afrique, et à sa séparation du bloc Calabrais. Entre ces deux blocs s'ouvrirait ce bassin transtensif, alors que la subduction est toujours en retrait vers le Sud-Est (Figure V.14).

Le long du profil DYP1, l'indentation du prisme évaporitique externe par le prisme clastique interne est observée dans le lobe Ouest du prisme d'accrétion de la subduction. Cette observation indique une activité relativement récente du prisme interne et du lobe Ouest (Figure V.7).

La marge Est-Sicilienne, par la comparaison avec d'autres marges, a permis d'identifier l'escarpement de Malte comme une marge transformante ou oblique, résultant de l'ouverture du bassin Ionien à cause de mouvements parallèles ou obliques entre la plaque Afrique et très probablement l'Apulie.

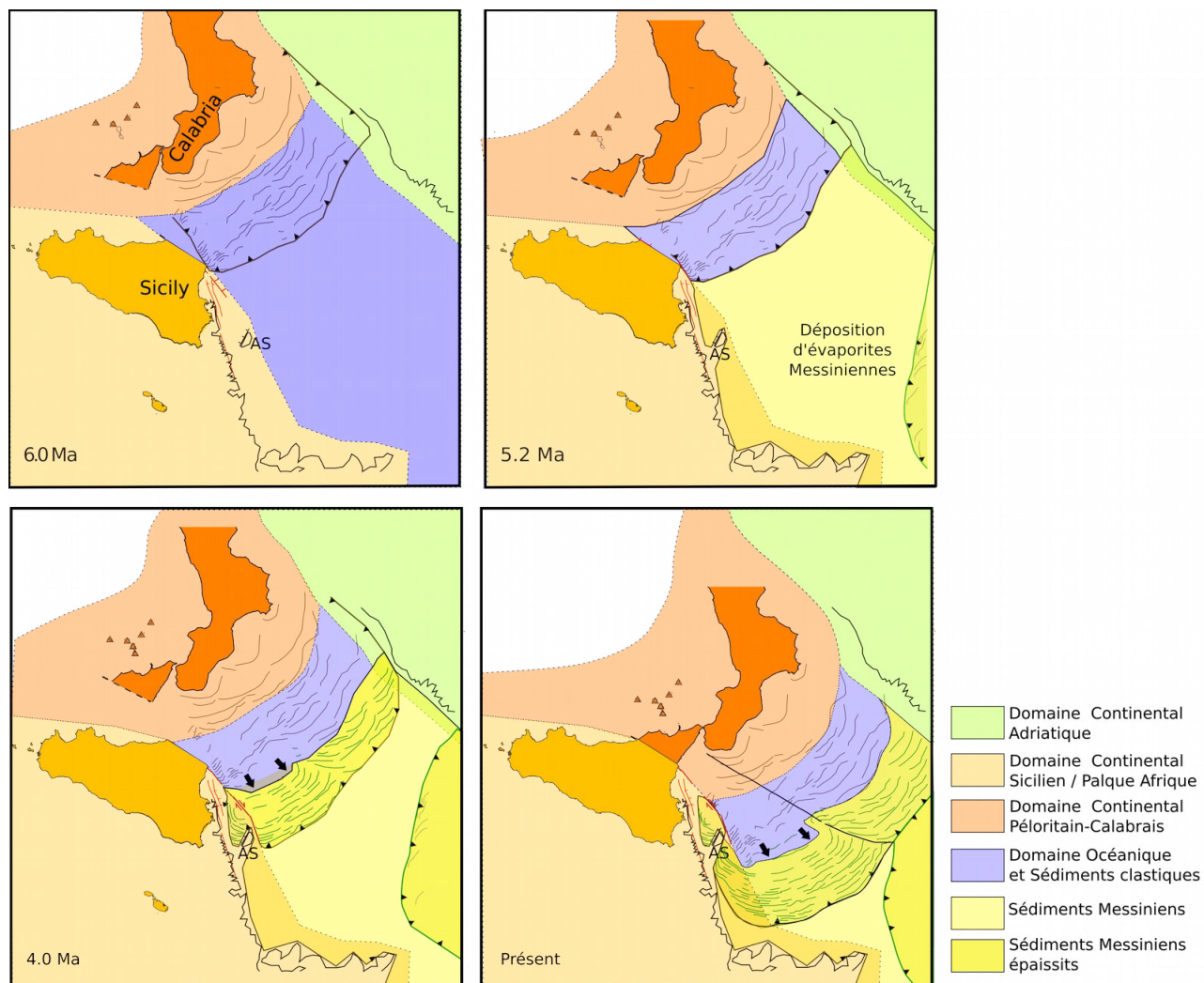


Figure V.7 : Reconstructions paléogéographiques du bassin Ionien depuis le Messinien (figure modifiée d'après **Gutscher et al., 2017**).

Chapitre 2: Modélisations analogiques du prisme d'accrétion

Durant ces travaux de thèse, plusieurs modèles analogiques ont été réalisés en collaboration avec l'université de Montpellier et avec l'aide de Stéphane Dominguez et de Jacques Malavieille. Ces modélisations ont permis de tester différentes hypothèses d'évolution cinématiques du prisme d'accrétion Calabrais. Ces hypothèses sont basées sur l'observation des structures majeures en bathymétrie, qui montrent un mouvement dextre régional qui serait peut-être lié à l'expression en surface de la faille STEP. Ces résultats font l'objet d'un chapitre d'ouvrage (fait par **Marc-André Gutscher, David Dellong, Stéphane Dominguez, Jacques Malavieille, David Graindorge, Frauke Klingelhofer, 2018**) qui paraîtra le 12 octobre 2018, et qui sera inclus dans le livre de recueil de publications : *Transform plate boundary book* édité par Joao Duarte et publié par Elsevier.

2.1. Modèle de vitesses différentielles des backstops

Les résultats de cette expérience montrent que de nouveaux chevauchements sont observés devant le prisme qui avance le plus loin (**Figure V.8**). Une zone de cisaillement dextre est observée entre les deux lobes créés par ce mouvement différentiel. Comme cela a été démontré précédemment dans la discussion, l'IFS observé en bathymétrie montre plutôt des mouvements senestres dans sa partie externe (Sud-Est). D'autre part, le lobe Ouest avance plus loin dans le bassin que le lobe Est, et il est difficile d'identifier des chevauchements supplémentaires sur ce dernier. En effet, le lobe Est est probablement bloqué contre la ride Méditerranéenne, alors que le lobe Ouest est libre de se propager sur la plaine Abyssale Ionienne. L'IFS et la division entre les deux lobes ne résultent donc pas uniquement de mouvements différentiels des *backstops* Péloritains et Calabrais. Ces mouvements existent, ils sont observés par les mesures GPS et doivent avoir un impact sur le prisme d'accrétion, mais ils ne peuvent pas expliquer à eux seuls la dichotomie entre les lobes.

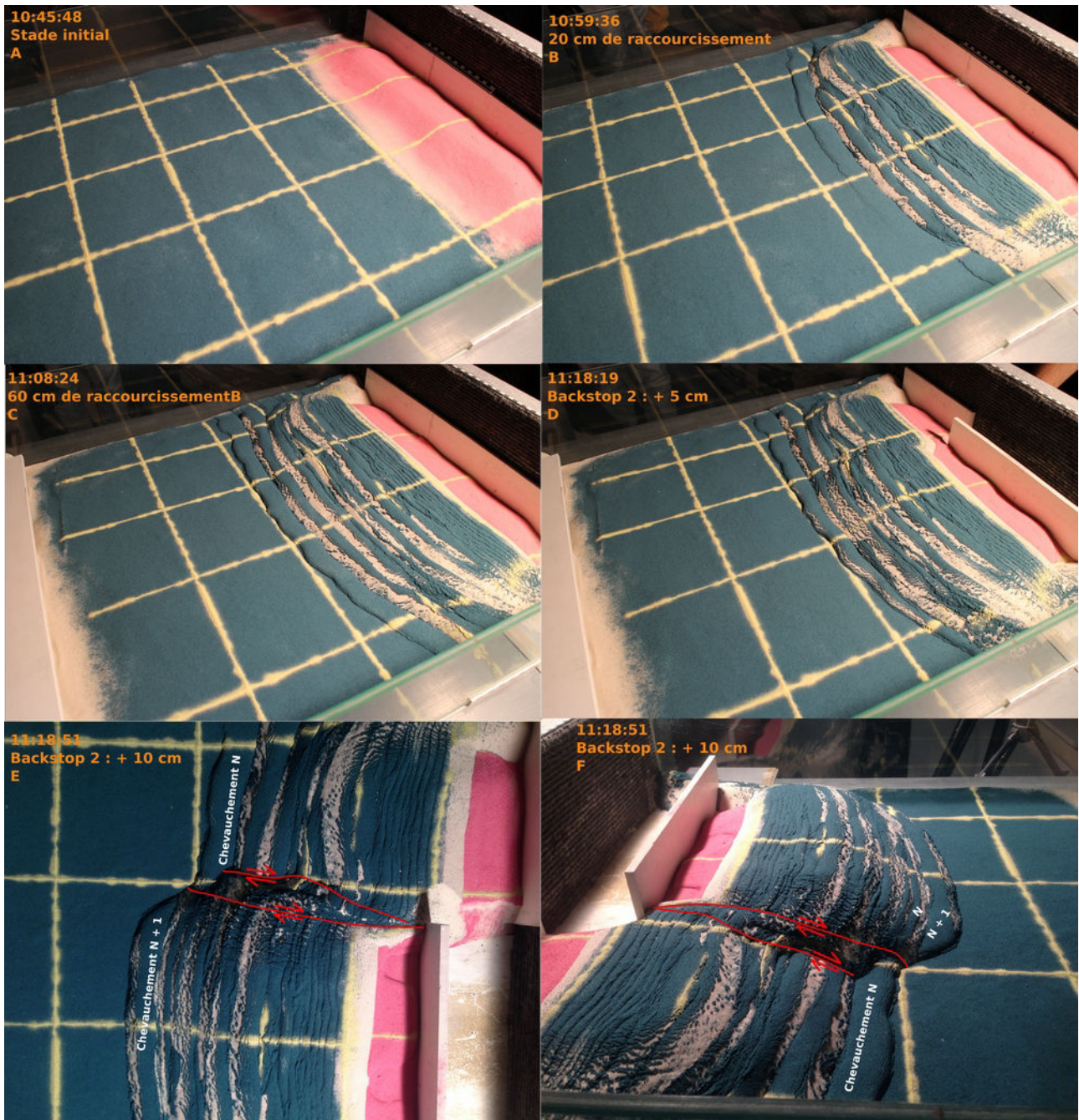


Figure V.8 : Photos de l'évolution et résultats du modèle analogique avec des vitesses différentielles des backstops. Étape 1 : Raccourcissement de 60 cm par décollement basal (photos A = 0 cm de raccourcissement et C = 60cm de raccourcissement). Étape 2 : (Photos C à G) Avancée plus lointaine de la grande butée (avec le nombre de cm correspondant). Les lettres N (sur les figures E et F) font référence au nombre de chevauchements créés lors des deux étapes, les deux derniers étant les N et N+1.

2.2. Modèle d'indentation clastique vs visco-élastique

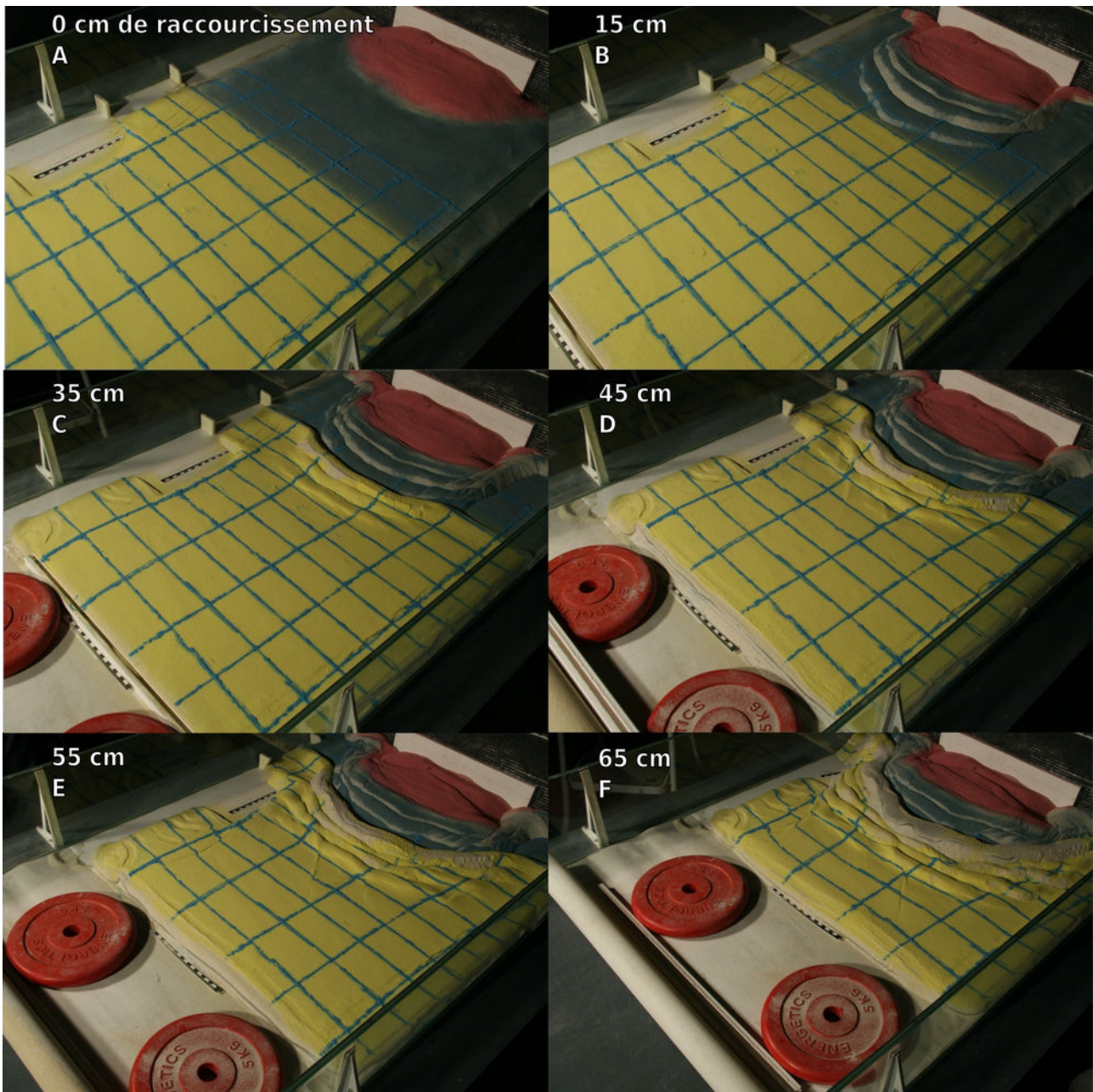


Figure V.9 : Photos de l'évolution et des résultats de la seconde expérience.

Les résultats de l'expérience permettent d'observer la présence de deux zones de décrochement dextre se propageant dans le prisme interne (clastique) et externe (visco-élastique). La première est observée dans le prisme clastique et se forme en réponse à l'échappement de matériel sur le bord libre de l'indenteur. Le prisme interne se construit en formant au maximum 3 chevauchements devant lui, et la zone de décrochement produit 7 à 9 failles sub-parallèles. La seconde zone de déformation dextre affecte la silicone et le sable en créant 2 à 3 *slip-lines*. Elles se

propagent rapidement jusqu'au front de déformation, en traversant les 4 chevauchements de grande longueur d'onde du prisme externe, et arrivent loin dans les couches non déformées de silicone et de sable. Seules deux à trois de ces *slip-lines* ont été observées durant cette expérimentation. Dans les données de bathymétrie, les *slip-lines* se comptent en dizaines (**Gutscher et al., 2016**), de même que les chevauchements observés sont beaucoup plus nombreux et de courte longueur d'onde à l'échelle du prisme d'accrétion interne (10 à 20 plis-chevauchements) et externe (40 à 50 plis-chevauchements de courte longueur d'onde ; **Gallais et al., 2013 ; Gutscher et al., 2016**). De plus, le prisme Calabrais est caractérisé par une pente très faible de 1 à 2.5°. Ces observations sont très différentes de ce qui a été reproduit dans cette expérience, et la mise à l'échelle est probablement en cause. En effet, les paramètres de l'expérimentation (épaisseurs des couches, matériaux utilisés, etc.) n'ont pas permis de reproduire fidèlement les observations bathymétriques. Cependant, même si cette expérience n'a pas une mise à l'échelle correcte, elle nous a permis de créer des *slip-lines* et de comprendre qu'un indenteur avec une rhéologie différente et plus rigide que celle du milieu indenté permet leurs créations. De plus, l'expérience a permis de reproduire la légère dépression dans le prisme interne qui est localisée juste derrière le prisme externe. Cette structure est observée dans les données de bathymétrie et la sismique réflexion (**Gallais et al., 2012 ; Gutscher et al., 2017**). D'après les résultats de l'expérience, il semblerait qu'elle soit produite par un bombement du prisme externe lors de l'indentation.

Le résultat final montre aussi une asymétrie de l'ensemble du prisme au stade final, où la partie gauche est plus élevée que la droite. Le seul paramètre pouvant produire cette asymétrie est la plaque simulant le rôle du mont sous-marin Alfeo. Au début de l'expérience, l'échappement de matériel sur les bords pousse à la création de la première série de failles dans le prisme interne, et sur les deux bords de l'indenteur. Ces failles sont dextres sur le bord gauche du *backstop* et senestres sur l'autre bord. Quand les chevauchements arrivent jusqu'à la transition avec la silicone, la déformation se propage en formant de nouveaux chevauchements dans la silicone. Les failles continuent alors d'accommoder l'échappement de matériel et sont toujours actives sur les deux bords du prisme clastique. Quand la plaque Alfeo bloque une partie de la zone d'échappement, elle oblige la déformation à se propager plus haut sur le prisme interne, et des chevauchements plus grands se forment au front du prisme externe et uniquement sur son bord gauche. De plus, les premières *slip-lines* ne se propagent qu'en partant du côté gauche de l'indenteur. Ce constat nous emmène à nous poser une nouvelle question : Est-ce que l'asymétrie provoquée par le bloc Alfeo est à l'origine de l'apparition des *slip-lines* ?

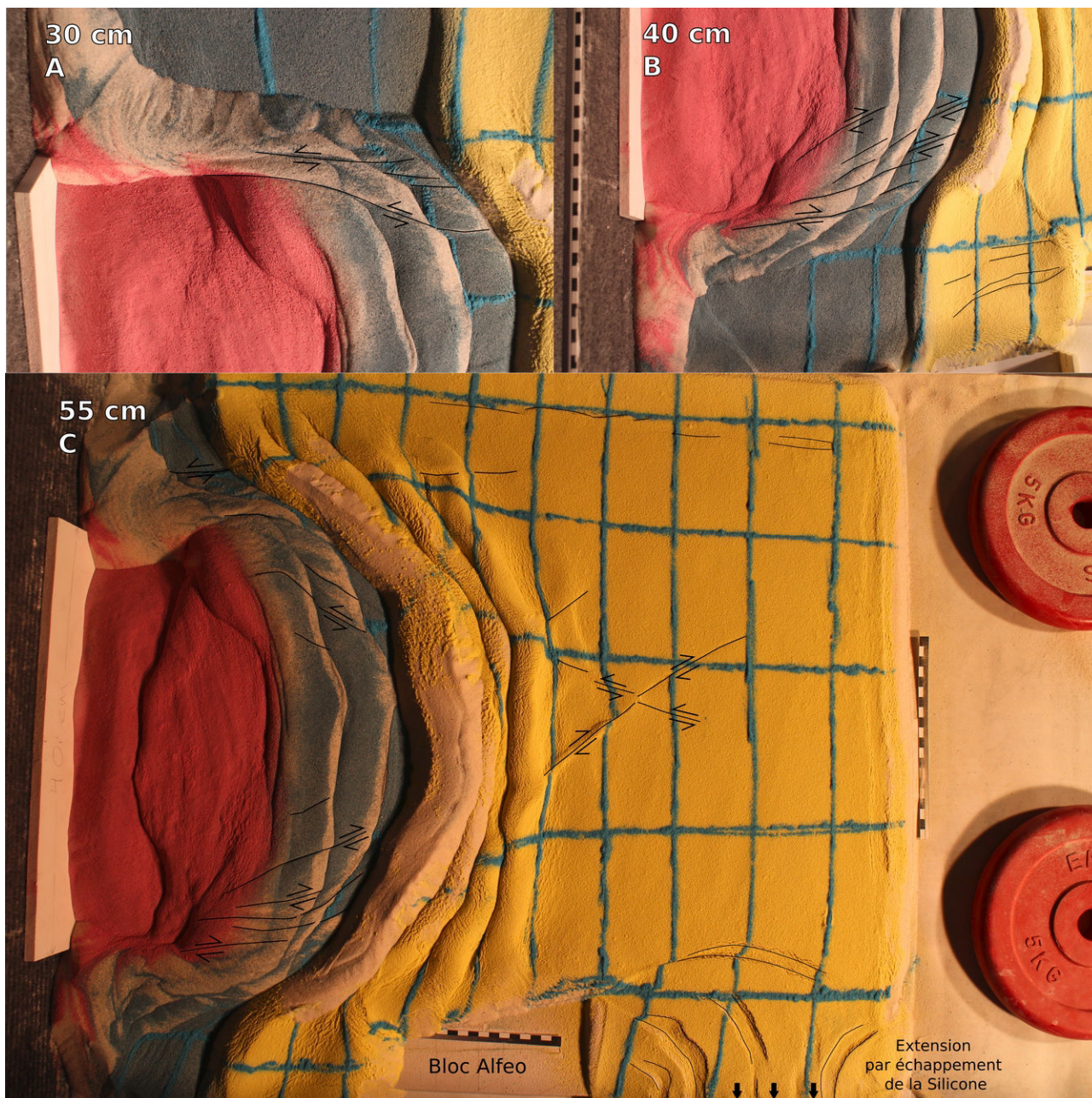


Figure V.10 : Interprétation de la seconde modélisation analogique. Les valeurs en cm indiquent la distance de raccourcissement.

Chapitre 3: Profondeur de la plaque plongeante sous la Calabre

3.1. Modélisations gravimétriques

La localisation et la géométrie de la plaque plongeante sous les blocs continentaux Calabrais et Péloritain doit permettre de localiser précisément la faille de déchirure lithosphérique puisqu'elle permettrait théoriquement de localiser le bord du *slab*. Les vues en 3D à grande échelle ne permettent pas d'observer l'influence de la profondeur du *slab* (Figure V.11). Seules les anomalies de grandes longueurs d'onde sont affectées par ces modifications et sont presque imperceptibles à ces échelles d'observation.

Du point de vue des densités, l'approfondissement du *slab* provoque le remplacement d'un matériel peu dense (croûte océanique sur 7 km d'épaisseur) par un matériel beaucoup plus dense (manteau lithosphérique de la plaque supérieure). L'effet du contraste de densité entre le manteau et la croûte, maintenant approfondit, est de plus large longueur d'onde. À l'inverse, les effets gravimétriques de la remontée de la profondeur du *slab* le long du profil DYP3-A2B2 peuvent s'expliquer par le remplacement d'un matériel crustal (croûte Calabraise) par un autre matériel de densité équivalente à l'échelle du modèle (croûte océanique).

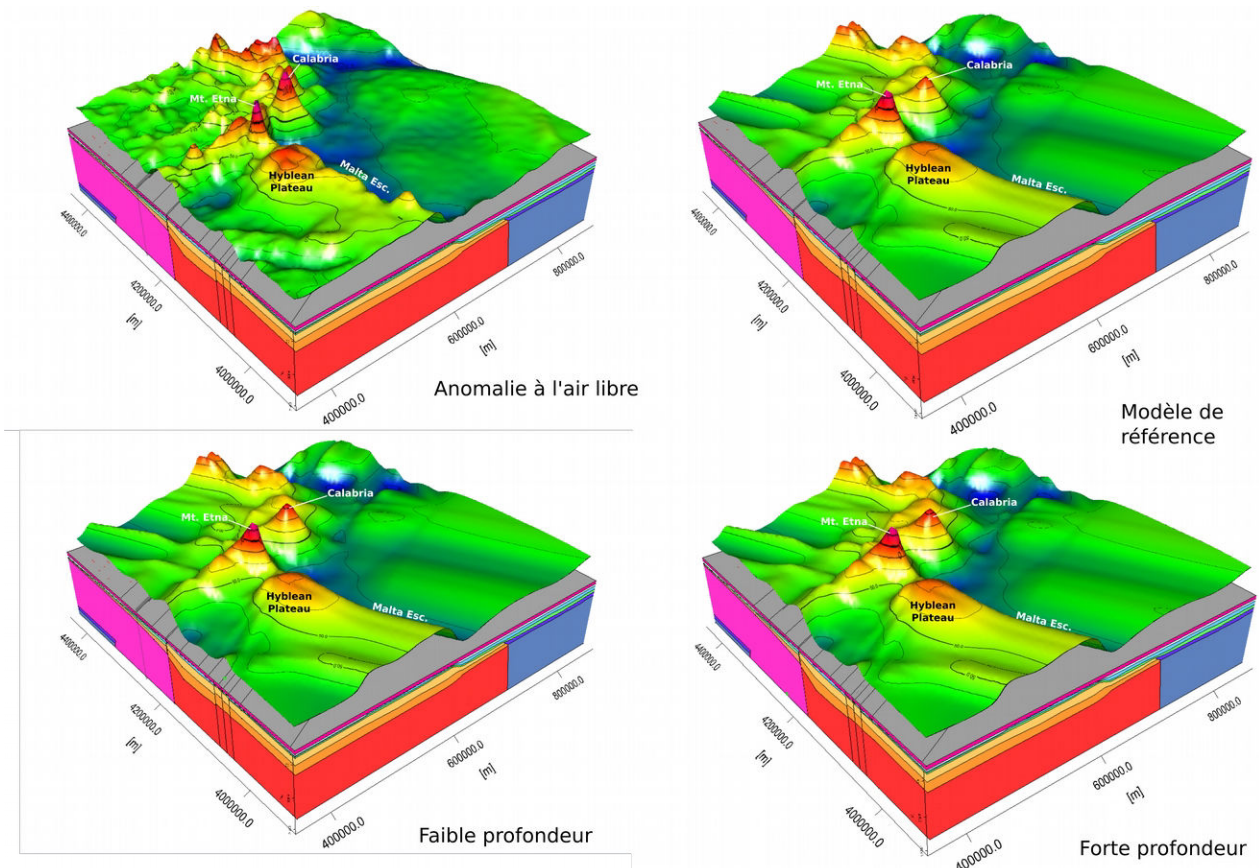


Figure V.11 : Vues 3D de l'anomalie à l'air libre mesurée au-dessus du modèle de densité (en haut à gauche). Réponse gravimétrique du modèle de référence (en haut à droite) et des modèles de faible (en bas à gauche) et de forte (en bas à droite) profondeurs du panneau plongeant.

D'autre part, sous le bassin sédimentaire entre la Calabre et la Sicile, le manteau est remplacé par du matériel de plus faible densité : la croûte océanique. L'effet produit est donc de forte amplitude et de relativement plus faible longueur d'onde, puisqu'il est localisé à faible profondeur contrairement au modèle d'approfondissement.

D'après les modèles gravimétriques produits et les modifications successives de la profondeur du *slab*, il est clair que la meilleure profondeur possible pour le toit de la plaque plongeante se situe autour de 30 km de profondeur sous la Sicile-Calabre, comme proposé dans le modèle de référence. Ces modélisations permettent de conclure qu'un coin mantellique n'est pas observable entre la plaque plongeante et la plaque supérieure Calabraise au niveau du profil DYP3. Cependant, ce modèle reste marqué par de fortes incertitudes, surtout en profondeur. De futurs modèles pourraient incorporer plus de sections et inclure les récents résultats du modèle DYP4, afin de limiter les zones interpolées par le logiciel et les incertitudes. L'anomalie à l'air libre pourrait alors être modélisée avec plus de précision.

3.2. Résultats préliminaires du modèle DYP4

Le modèle de vitesse préliminaire du profil DYP4 a été obtenu au mois de septembre 2018, il n'est donc pas terminé et certaines structures pourront être modifiées par la suite. Ces résultats ont besoin d'être vérifiés par des analyses d'erreurs : statistique, de résolution, Monte-Carlo et de procéder à des analyses de gravimétrie 2D. La modélisation *forward* a été assurée par Frauke Klingelhofer à Ifremer, et ce dans le but de limiter la dépendance aux a priori de l'utilisateur. En effet, la méthode de modélisation *forward* implique les a priori de l'utilisateur vis-à-vis de son interprétation des données et de certaines structures peu contraintes. Même si les marges de manœuvre sont relativement faibles, il est tout de même important de garder une impartialité sur le profil DYP4, puisqu'il recoupe trois autres profils de la campagne DIONYSUS : DYP1 et DYP3 (présenté dans cette thèse) et le DYP2 (modélisé à Geomar, par Margit Wieprich sous la direction d'Anke Dannowski et Heidrun Kopp).

La figure Figure V.12 permet d'apprécier le caractère 3D des structures observées le long de la marge Est-Sicilienne. Le modèle DYP4 permet de relier plusieurs structures déjà observées sur les deux profils DYP1 et DYP3 : la couche d'évaporites Messiniennes, la limites entre les prismes internes et externes, les sédiments de hautes vitesses au fond du bassin et les structures crustales. Le nombre total de couches, leurs vitesses, les gradients et les épaisseurs modélisées le long des trois

profils sont très similaires pour la majorité des structures observées. Ce modèle DYP4 permet de suivre le *slab* Ionien de la plaine abyssale jusque sous le *backstop* Calabrais, dont la nature est très probablement océanique sur toute la longueur du profil. Une différence importante est alors observée au croisement des deux modèles DYP3 et DYP4. En effet, le *slab* Ionien semble être présent à l'intérieur de la couche de croûte inférieure Calabraise du domaine D, qui avait été interprété sur le profil DYP3. Le modèle DYP4 permet alors de positionner le toit du *slab* Ionien à environ 25 km de profondeur, au croisement de ces profils. L'identification du *slab* sur le profil DYP4 a été faite grâce aux données des stations à Terre positionnées en Sicile. Cette nouvelle observation arrive cependant a posteriori de l'interprétation primaire du profil DYP3 et la modifie en partie. Une telle hypothèse avait déjà été explorée lors de l'interprétation du modèle de vitesse DYP3. Cependant, l'absence de données permettant de confirmer la présence de la plaque plongeante à de telles profondeurs dans les enregistrements OBS, nous avait emmené à préférer la première interprétation. En effet, les stations à terre étaient probablement disposées trop loin du *slab*, en comparaison à celles du profil DYP4. L'ajout de nouvelles contraintes sur la profondeur du *slab* avec ce nouveau modèle de vitesse permet donc de le positionner plus précisément.

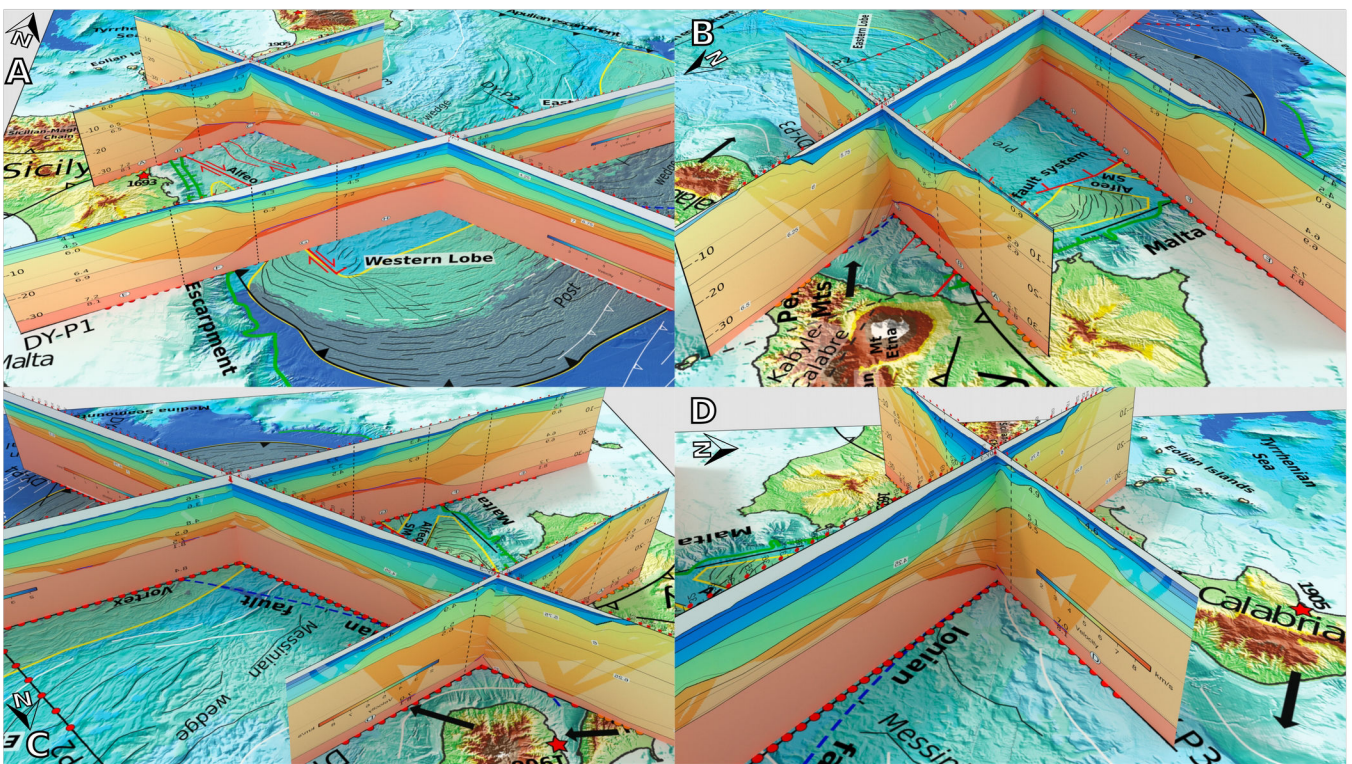


Figure V.12 : Représentation en 3D dans différentes directions des trois profils DYP1, DYP3 et DYP4. Figures réalisées avec le logiciel Blender (v2.79c).

D'autre part, l'hypothèse de la plaque plongeante se trouvant plus haut que le Moho du *backstop* Calabrais, imagé dans le modèle DYP3, a été explorée lors des modélisations gravimétriques 3D (Partie V.3.1). Cependant, la profondeur choisit lors de la modélisation gravimétrique était plus faible (autour de 20 km) par rapport à ce qui est observé sur le modèle DYP4. Au vu de la précision des modèles produits en gravimétrie 3D, les résultats obtenus par cette méthode ne contredisent pas le modèle DYP4.

Par ailleurs, au croisement des profils DYP3 et DYP4 (Figure V.12) on peut observer que les vitesses de la croûte supérieure de la plaque plongeante (DYP4) sont très similaires à celles de la croûte inférieure du domaine continental Calabrais (DYP3). Cette homogénéité entre les deux types de croûte peut être reliée à une homogénéité des densités. L'homogénéité des paramètres physiques de ces couches à de telle profondeurs peut expliquer pourquoi elle n'a pas été observée dans les données du modèle DYP3. Ainsi, d'après cette hypothèse, seule la différence de densité entre les couches supérieures et inférieures de la croûte (ou bien entre celles de la croûte inférieure et du manteau supérieur) permettrait de générer des phases réfléchies et réfractées suffisamment puissantes pour être récupérées par les OBS.

Une nouvelle question émerge de l'observation du croisement de ces profils : Quelle est la géométrie de la plaque plongeante à l'Ouest du profil DYP4 ? On peut émettre l'hypothèse qu'une partie de la croûte inférieure du domaine C sur profil DYP3 appartient à la croûte océanique plongeante, mais qu'elle n'est pas observable sur le profil DYP3. Vers l'Ouest, cette plaque océanique est très probablement limitée par la faille STEP. Cependant, avec le peu d'informations à notre disposition dans cette région pour contraindre la géométrie de la plaque plongeante, il est impossible de conclure.

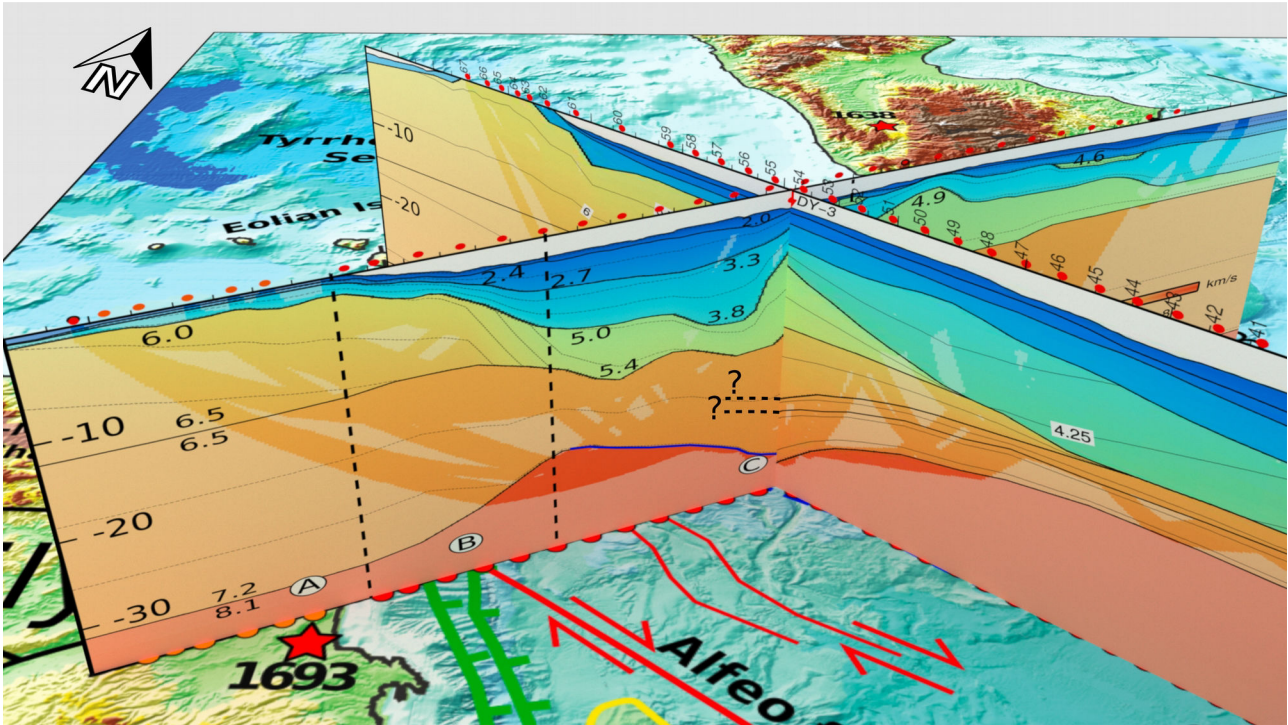


Figure V.13 : Figure 3D du croisement des profils DYP3 et DYP4.

Le modèle DYP4 permet d'observer un épaississement vers le Nord-Ouest d'une couche sédimentaire avec de fortes vitesses (> 4 km/s) juste au-dessus de la croûte océanique. Au croisement avec le profil DYP3, cette couche est amincie assez rapidement vers le Nord-Ouest et atteint de très faibles épaisseurs sur le bloc Calabrais. Les couches sédimentaires de hautes vitesses qui sont observées à deux endroits uniquement sur le profil DYP3 sont probablement reliées à cette couche sédimentaire de hautes vitesses observée sur le profil DYP4. Ainsi sur le DYP3, la position de ces sédiments de hautes vitesses pourrait résulter de l'accrétion de couches carbonatées au front du bloc Calabrais comme évoqué précédemment.

Chapitre 4: Position et activité de la faille de déchirure lithosphérique

La faille STEP de déchirure lithosphérique se propageant le long de la marge Est-Sicilienne demeure difficile à localiser depuis la surface. Plusieurs raisons peuvent être invoquées et sont liées aux méthodes d'investigation sismiques. Par exemple, la forte déformation des séries sédimentaires du prisme d'accrétion, le remaniement de ses couches internes ou encore la présence d'évaporites, rendent la propagation des ondes acoustiques difficile. Cette configuration sédimentaire dissipe rapidement l'énergie sismique, ce qui limite la pénétration de ces ondes. Les trois structures majeures ayant été proposées comme l'expression en surface de cette faille STEP (l'escarpement de Malte, l'AFS et l'IFS) ont été observées par diverses méthodes et leur activité sera discutée dans chaque sous-partie.

4.1. L'escarpement de Malte

L'escarpement de Malte a été proposé comme l'emplacement le plus probable pour abriter la faille de déchirure lithosphérique qui doit se propager le long de la marge Est-Sicilienne (**Argnani & Bonazzi, 2005 ; Argnani, 2009**). L'hypothèse formulée par ces auteurs ne propose pas une localisation précise pour la localisation de la faille STEP, mais elle suggère une propagation au pied de cette structure. L'expression morpho-bathymétrique de l'escarpement est incontournable dans le bassin Ionien. De plus, cet escarpement est connu pour avoir été réactivé dans sa portion Nord, en Sicile depuis le Mio-Pléistocène et jusqu'au quaternaire, quand la subduction a atteint le bassin Ionien (**Agnani, 2009**).

Plus au Sud, en sismique réflexion, les seules structures tectoniques visibles et présentes directement sur l'escarpement sont des failles normales d'effondrement gravitaire et des diapirs dont l'origine est probablement évaporitique ou de manteau serpentinisé. Au pied de la partie Sud de l'escarpement, ces profils révèlent une stratification qui n'est affectée par aucun événement tectonique récent (**Gutscher et al., 2016 ; Figure III**). Dans la partie Nord de l'escarpement, au niveau du mont sous-marin Alfeo, des failles affectant le pied de l'escarpement ont été imagées en sismique réflexion (**Argnani et al., 2012 ; et profil CIR-01 de Gutscher et al., 2016**). Ces failles ont été interprétées comme normales en comparaison des failles de l'AFS qui sont localisées à une trentaine de kilomètres de l'escarpement.

4.1.1. Activité sismologique de l'escarpement

Cette structure héritée de l'ouverture du bassin possède une activité en faille normale, probablement reliée à son effondrement gravitaire. Par ailleurs, les réactivations des parties Nord de l'escarpement sont probablement liées à la collision entre le Péloritain et la Sicile. Les cartes de

mécanismes au foyer montrent cependant plusieurs séismes décrochant dextres en plus de quelques rares séismes extensifs liés à des failles normales. La sismicité est majoritairement localisée sur l'escarpement à des profondeurs comprises entre 5 et 30 km. Les magnitudes des séismes positionnés sur l'escarpement sont relativement faibles entre (2 et 3.5). Dans la portion Sud de l'escarpement, quelques séismes de magnitude supérieure à 3.5 semblent être alignés au pied de l'escarpement. Un séisme majeur de magnitude 4.7 a eu lieu le 13 décembre 1990 et a été localisé à 5 km de profondeur, au Nord du mont Alfeo. Le mécanisme au foyer associé à ce séisme indique un mouvement décrochant dextre (**Giardini et al., 1995 ; Amato et al., 1995**). De plus, le séisme associé au tsunami de 1693 a été localisé sur une faille probablement orientée NNW-SSE et le long de l'escarpement de Malte par certains auteurs (**Piatanesi & Tinti, 1998**). La présence de séismes de fortes magnitudes le long du pied de l'escarpement pourrait indiquer qu'ils sont associés à de grandes failles, ce qui pourrait correspondre à la présence d'une faille majeure de type STEP (**Argnani & Bonazzi, 2005 ; Argnani, 2009**).

Enfin, d'après les résultats obtenus dans les modèles de vitesse, l'escarpement de Malte est aussi l'une des structures les plus marquantes en profondeur. Cependant, d'après notre interprétation, la transition continent-océan ne se produit pas directement à son pied mais 40 à 50 km plus à l'Est, après une zone de transition interprétée comme continentale amincie. On devrait s'attendre à ce que la STEP suive une zone de faiblesse localisée à la transition Continent-Océan, et non une structure qui a déjà connu un fort amincissement et qui n'a pas subi de rupture. De plus, concernant les résultats sur la sismicité (IV.3.1), les forts séismes se produisant au pied de l'Escarpement sont tous très proches du mont sous-marin Alfeo qui, par extrapolation vers le Nord du modèle DYP1, doit appartenir à la marge.

4.2. Le système de failles Alfeo (AFS)

Plusieurs éléments analysés dans cette thèse permettent d'identifier l'AFS comme la structure abritant probablement la faille de déchirure lithosphérique. Tout d'abord, l'expression en surface de l'AFS sur le profil DYP1 est le bassin allongé observé en bathymétrie et en sismique. Celui-ci correspond à la limite Ouest de l'indenteur observé dans la seconde couche sédimentaire du même modèle. En effet, la disparition abrupte vers l'Est des sédiments Messiniens a été expliquée par la présence de cette indenteur clastique appartenant au prisme interne du lobe Ouest. Cette localisation coïncide aussi avec un léger décalage et surtout un amincissement de la quatrième couche sédimentaire, probablement constituée de carbonates Mésozoïque, et qui peut être interprétée comme une couche qui a été tectoniquement déformée le long de l'AFS. Ainsi, toute la pile sédimentaire semble affectée par un événement tectonique se déroulant le long de l'AFS. Enfin, la

transition Océan-Continent (TOC) a été localisée sous l'AFS, légèrement en décalage vers l'Est (<8 km) par rapport à son expression en surface. Un événement tectonique majeur et affectant la croûte et probablement la lithosphère doit donc se produire le long de l'AFS sur le profil DYP1. Cependant, les modèles de propagation de faille STEP ne prévoient généralement pas une propagation si lointaine dans la plaque subductante (**Govers & Wortel, 2005**). Les déplacements observés sont relativement faibles en comparaison à la taille des objets mis en mouvement (plaque lithosphérique).

Au Nord, le domaine C possède une croûte continentale amincie, mais elle est très différente de celle du domaine G en termes de vitesses et d'épaisseurs des couches crustales. Dans la première partie de cette discussion, nous avons vu que le domaine C est très probablement apparenté au domaine Calabrais observé sur ce même profil. La transition le long de l'escarpement de Malte, et donc de la marge transformante, est très différente de celle observée au Sud. Le changement de vitesse très marqué qui est observé dans la croûte supérieure du domaine B a été interprété comme l'expression en profondeur de l'AFS. L'hypothèse avancée est que le long du profil DYP1, la marge observée est restée quasi-intacte depuis sa formation alors que sur le profil Nord, celle-ci a été affectée par la subduction, son retrait et l'avancée de la plaque supérieure. Ainsi, dans un premier temps, le domaine C a été aminci entre la Calabre et la Péloritain, au moment où ce dernier entre en collision avec la plaque Afrique. Dans un second temps, la progression vers le SE du bloc Calabrais continue alors que la croûte de ce bassin va coulisser le long d'une zone faillée probablement pré-existante. Cette zone de failles est vraisemblablement l'AFS aujourd'hui, et elle est matérialisée dans le profil DYP3 par ce fort changement de vitesses dans la croûte supérieure.

Les résultats préliminaires de la modélisation du profil DYP4 (chapitre V.3.2) permettent de suivre la plaque océanique Ionienne, depuis la plaine abyssale Ionienne jusqu'à son entrée en subduction sous la plaque Calabro-Sicilienne. Ce profil croise les deux profils DYP1 et DYP3 présentés dans cette étude. Les observations réalisées au croisement entre les profils DYP3 et DYP4 montrent que la plaque plongeante est collée à la plaque supérieure Calabraise à une profondeur d'environ 25 km. Cependant, la qualité des données du profil DYP3 à de telles profondeurs ne permet pas d'observer cette plaque plongeante sur ce profil. La plaque plongeante doit alors se trouver à des profondeurs inaccessibles avec les données du modèle DYP3. Il nous est donc impossible d'observer la limite entre la partie océanique plongeante (Néo-Téthysienne) et la partie continentale Sicilienne de la plaque Afrique. La faille STEP se propageant très probablement le long de la limite entre ces deux domaines différents de la plaque Afrique, il nous est très difficile de conclure sur la position en profondeur de cette faille lithosphérique. Cependant, si l'on prolonge

vers le Nord les observations réalisées au Sud le long du DYP1, la faille STEP se propage le long de la TOC de la plaque Afrique. Ainsi, le long du DYP3, l'hypothèse la plus probable reste celle d'une faille STEP se propageant le long de la TOC et qui est superposée à la limite de plaque entre l'Afrique et les blocs Calabro-Péloritains. Sur le profil DYP3, la superposition des structures de l'escarpement de Malte et de l'AFS doit être reliée à la limite formée par la faille STEP (Figure V.14).

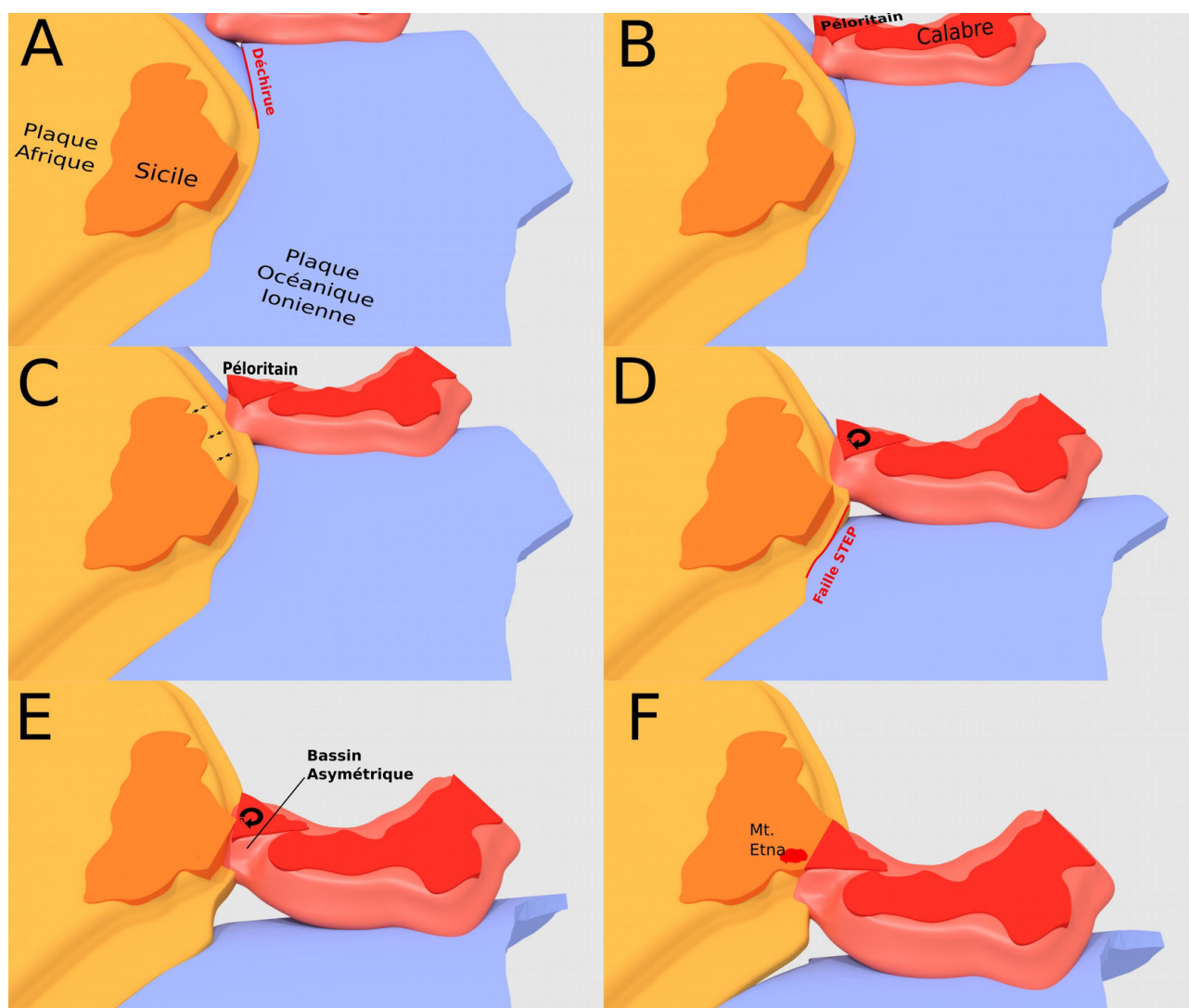


Figure V.14 : Représentation schématique en 3D de la propagation de la faille STEP et de l'ouverture du bassin asymétrique entre le Péloritain et la Calabre. Figures réalisées avec le logiciel Blender (v2.79c).

4.2.1. *Activité de la structure*

La sismicité et les vitesses des plaques observées à l'aide du GPS dans le bloc Péloritain appuient cette hypothèse. En effet, un mouvement de rotation du bloc après sa collision est nécessaire pour ouvrir le bassin et positionner la croûte amincie qui est retrouvée sur le profil

DYP3. Les mécanismes au foyer le long de la limite Péloritain/Sicile montrent une rotation horaire du Péloritain, en accord avec les vitesses horizontales issues des analyses des données de stations GPS permanentes et acquises par de précédentes études (Ventura et al., 2014). Le bloc Péloritain semble avancer plus lentement, et dans une direction différente de celle du bloc Calabrais.

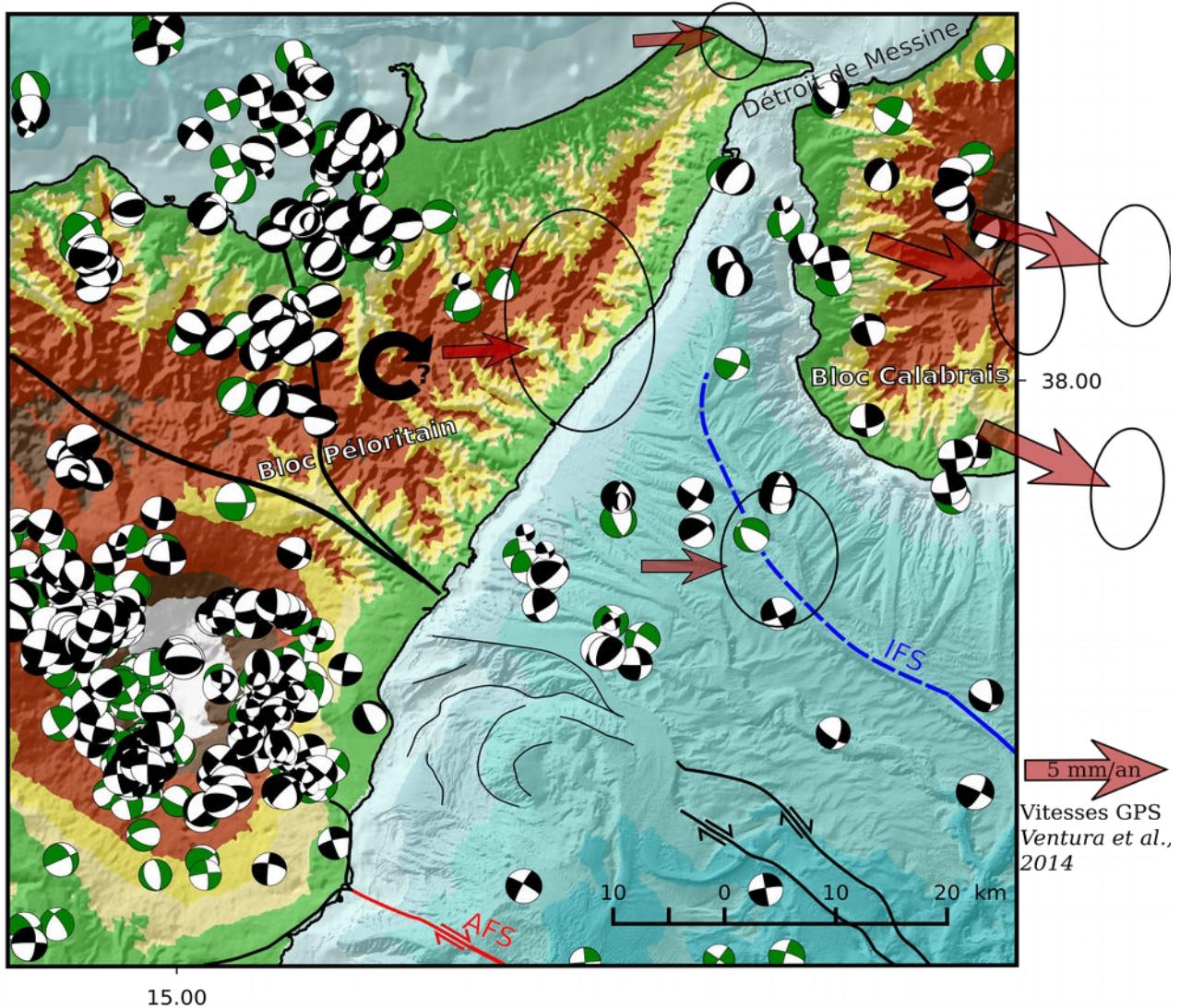


Figure V.15 : Carte des mécanismes au foyer sur les données proviennent de l'INGV, avec les catalogues TDMT (vert) et Sismoweb (Noir). Les grandes structures sont positionnées en Vert (EM), Rouge (AFS) et Bleu (IFS). La taille des mécanismes au foyer est fonction de la magnitude du séisme. Les grosses flèches rouges représentent les vitesses horizontales acquises par des stations GPS (par rapport à la Nubie fixe) avec leur ellipse d'erreur à 95 % (Ventura et al., 2014).

Au Sud, même constat que pour l'escarpement de Malte, peu de séismes s'alignent le long de la structure identifiée en surface. Les séismes se produisant autour de l'AFS ont en majorité des magnitudes comprises entre 2 et 3.5. Les profondeurs auxquelles ils sont situés sont plus faibles que celles de l'IFS, la plupart des séismes se produisent entre 5 et 40 km de profondeur (coupes en

Figure IV.11 et Figure IV.12). Ce sont donc pour la plupart des séismes intra-crustaux. La majorité des mécanismes au foyer présents plus au Sud et localisés sur l'AFS montrent un mouvement décrochant qui est probablement orienté dextre. Trois séismes se produisant sur l'AFS ont été identifiés comme extensifs et sont orientés dans la direction de l'AFS. Ces observations de la sismicité et des mécanismes au foyer sont en accord avec les mouvements attendus le long d'une faille STEP, mais ils ne permettent pas de discréditer une hypothèse d'une autre.

4.3. Le système de failles Ionien (IFS)

La prochaine hypothèse considère que l'expression en surface de la faille STEP se situe le long de l'IFS, cette structure qui découpe le prisme d'accrétion en deux lobes distincts (**Polonia et al., 2011 ; 2016**). D'après les résultats de SGA, aucune structure majeure ne semble affecter la croûte sur le profil DYP1. Deux zones particulières montrent un léger amincissement de la croûte supérieure autour de l'IFS, ce qui correspond peut-être à des zones où la croûte est serpentinisée. Cependant, le profil est placé très loin de la limite de plaque, et la déchirure liée à la STEP n'a probablement pas encore atteint cette position.

Le long du profil DYP3, l'IFS possède une géométrie très abrupte, mais aucune limite interne dans la croûte ne correspond pas à l'IFS. La présence de la couche de faibles vitesses crustales dans le domaine C est critique pour positionner la faille STEP et déterminer la nature de l'IFS. En effet, si cette couche est en réalité constituée de carbonates (hypothèse évoquée dans la partie V-1), alors la marge présente le long du modèle DYP3 est très similaire à celle observée dans le domaine G du DYP1. Si la marge observée sur les deux profils est la même, l'IFS devient la position la plus probable de la faille STEP. Cependant la nature de cette couche est plus probablement crustale que sédimentaire comme discuté précédemment. L'IFS est donc une structure crustale majeure au sein d'un domaine homogène et qui fait la transition entre une croûte continentale (Calabre) et une continentale amincie (domaine C). Pour ces raisons, l'IFS est vraisemblablement une structure liée à l'ouverture du bassin sédimentaire entre la Sicile et la Calabre qui est elle-même reliée à celle du détroit de Messine. Dans ce cadre, l'IFS peut difficilement abriter la faille STEP.

4.3.1. Activité sismologique de l'IFS

Comme pour les autres structures, l'IFS ne présente pas un alignement strict de la sismicité mesurée. Cependant, la majorité des hypocentres ont des profondeurs comprises entre 15 et 60 km. Ces profondeurs indiqueraient qu'il s'agit des séismes se produisant dans la plaque plongeante. Cette conclusion est à relativiser car les localisations en profondeur de ces séismes se produisant loin des côtes restent marquées par de fortes incertitudes. Autour de l'IFS, plusieurs mécanismes au foyer de séismes extensifs sont observables, mais la majorité de ces séismes montrent un

mouvement décrochant probablement dextre et proche du bloc Calabrais. La partie Sud-Est de la structure n'est pas associée à des séismes permettant de calculer des mécanismes au foyer, probablement à cause de l'éloignement de la zone par rapport aux stations sismologiques. La présence de mécanismes au foyer montrant des séismes extensifs profonds (à plus de 40 km) et la profondeur de la majorité de la sismicité indiquent qu'une partie de ces séismes sont potentiellement reliés à la flexure de la plaque plongeante lorsqu'elle entre en subduction. Comme pour l'AFS, les cartes de sismicité et de mécanismes au foyer ne nous permettent pas de conclure sur l'activité préférentielle d'une des trois structures majeures. Toutes sont actives et seule une variation générale des profondeurs de la sismicité différencie ces structures.

D'après la sismicité et les observations présentées précédemment sur la morphologie de l'IFS proche du DYP1, il semble que cette structure soit segmentée en deux portions : une dextre au Nord-Ouest et une senestre au Sud-Est. La portion Nord-Ouest est probablement reliée aux mouvements différentiels de la Calabre et du Péloritain. La seconde portion possède un mouvement senestre associé à l'indentation du prisme interne dans le prisme externe évaporitique dans le lobe Ouest et qui aboutit au découpage primaire des deux lobes du prisme d'accrétion.

Chapitre 5: Evolution de la marge Est-Sicilienne depuis le Mésozoïque

5.1. Origine Mésozoïque du bassin Ionien

Le bassin Ionien débute son ouverture dès le début du Mésozoïque, en tant que terminaison d'une branche secondaire et tardive de l'océan Néo-Téthys. L'escarpement de Malte joue alors le rôle d'une marge transformante qui limite l'ouverture de la Néo-Téthys à l'Ouest comme présenté dans l'hypothèse de **Frizon de Lamotte et al., 2011**. Cette ouverture se déroule de la même manière dans tout le bassin et le long des deux profils de SGA (Figure V.16, 1 à 3). Dans cette hypothèse d'ouverture transformante entre la plaque Afrique et la plaque adriatique, l'escarpement Apulien limitant le bassin Ionien au Nord-Est ne peut donc pas être la marge conjuguée de l'escarpement de Malte. L'océanisation doit se produire avant le dépôt des sédiments carbonatés Mésozoïque qui sont observés sur le profil DYP1. La croûte océanique ainsi produite doit probablement se mettre en place au début du Trias.

D'après les résultats préliminaires sur le profil DYP4 (voir partie 3.2), il semblerait que les sédiments carbonatés de hautes vitesses forment une couche qui s'épaissit vers le Nord-Ouest, contrairement aux hypothèses précédemment décrites à partir de données de sismique réflexion (**Polonia et al., 2011 ; Gallais et al., 2012**). Le fait que ces sédiments s'épaississent implique qu'ils se sont déposés plus au Nord-Ouest de la subduction, et donc qu'un lien océanique existait entre la Téthys Alpine et la Néo-Téthys Ionienne, au niveau de la Sicile actuelle.

5.2. Accumulation sédimentaire jusqu'au Messinien

Une centaine de millions d'années après l'ouverture du bassin, au Crétacé supérieur (80 Ma), le bassin Ionien s'est rempli de sédiments océaniques alors que la subduction de la Téthys-Alpine était déjà initiée dans le Sud de la France et l'Est de l'Espagne actuelle. À cette époque, les Alpes sont déjà érigées avec la rotation par rapport à l'Eurasie et la poussée vers le Nord des plaques Afrique et Adriatique. Les sédiments de la troisième couche du modèle DYP1 correspondent à cette phase de sédimentation sans grands bouleversements dans le bassin Ionien.

La subduction de la Téthys-Alpine subit un retrait vers le Sud-Est à partir de 35 Ma. Dans son retrait, elle ouvre les bassins arrière-arcs Liguro-Provençal et Tyrrhénien. Au cours de son retrait, le *slab* a probablement subit plusieurs déchirures et peut-être plusieurs failles de bordure comme proposé précédemment (**Barreca et al., 2016**). La subduction atteint la Sicile autour de 10 Ma, et a déjà construit une bonne partie de son prisme d'accrétion visible aujourd'hui dans le bassin Ionien. Au Messinien, la Méditerranée s'assèche et des évaporites sont déposées en grandes quantités dans

les bassins profonds ou protégés, ce qui explique pourquoi elles sont observées uniquement sur le profil DYP1.

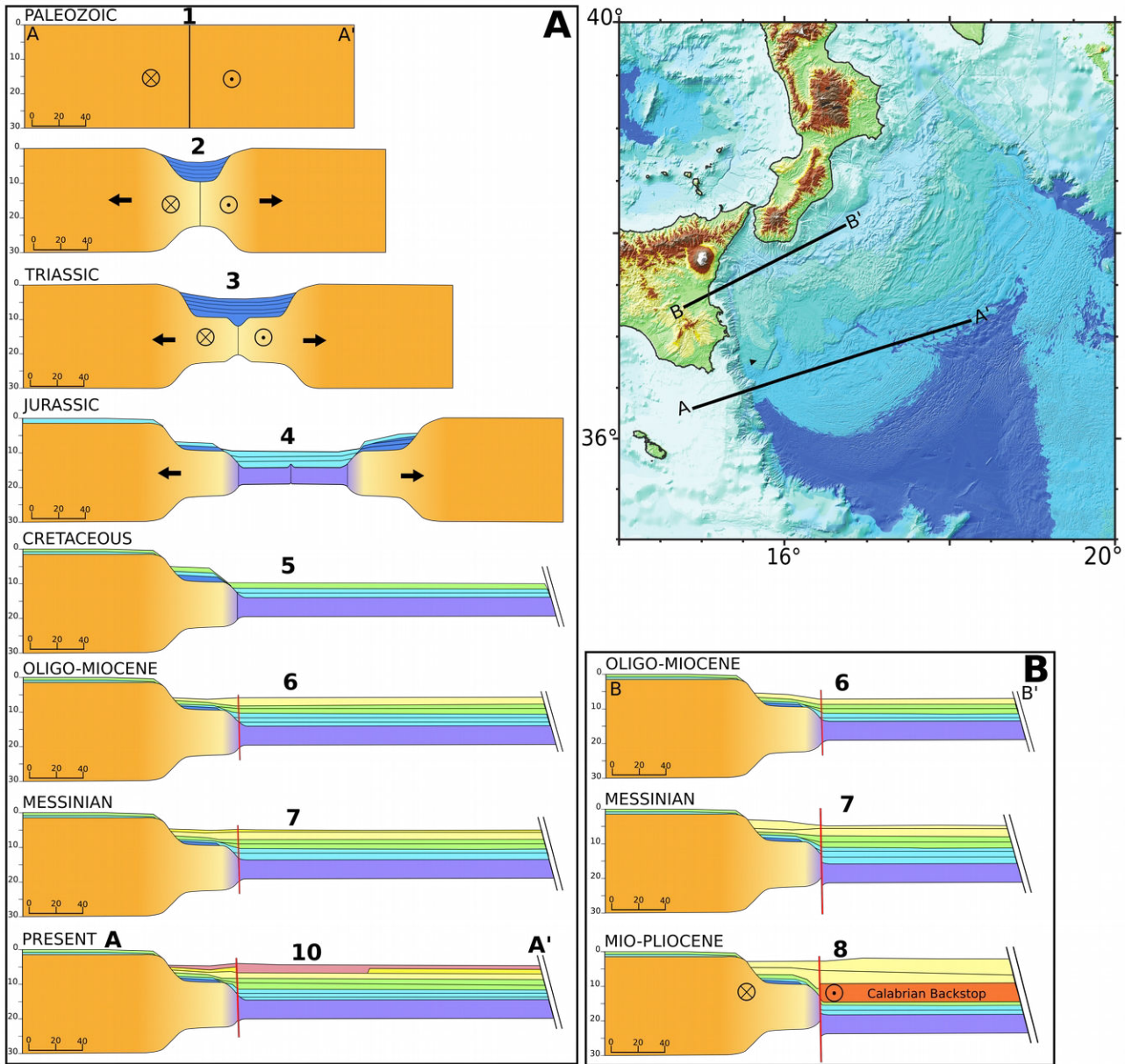


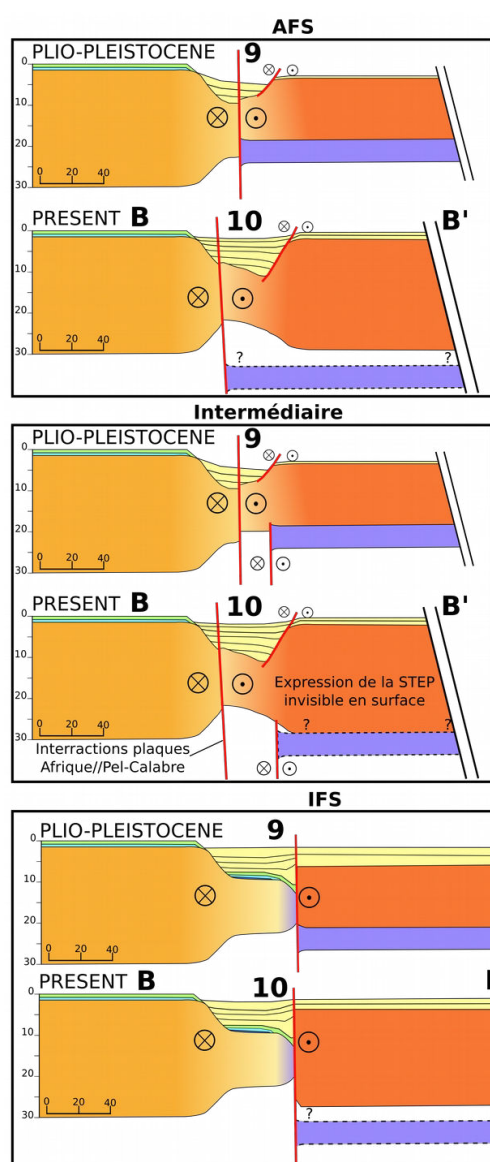
Figure V.16 : Evolution structurale de la marge Est-Sicilienne. **A** : Ouverture du bassin et évolution au long terme de la marge le long du profil DYP1 et similaire sur le profil DYP3 avant l'étape 6. **B** : Evolution récente de la marge le long du profil DYP3.

Ce dépôt va alors bouleverser la tectonique du prisme d'accrétion, qui va utiliser cette couche comme nouveau niveau de décollement et le diviser en prisme interne clastique et externe évaporitique. Ce bouleversement et l'avancée des *backstops* vers le Sud-Est provoquent plus tardivement le poinçonnement du prisme externe par le prisme interne. Cette indentation doit se produire autour du Plio-Pléistocène parce que ce sont des dépôts évaporitiques déjà épaissis par la subduction, qu'ils sont affectés et que des dépôts Quaternaires les recouvrent. Le bassin allongé qui

est observé en bathymétrie se creuse alors en transtension le long de l'AFS. Le processus à l'origine de l'ouverture du bassin est lié : soit à l'indentation qui est canalisée à l'Ouest par le mont sous-marin Alfeo ; soit parce qu'un processus de plus grande ampleur affecte toute la colonne sédimentaire, la croûte et la lithosphère. Ce processus serait la faille STEP.

5.3. Recul de la plaque plongeante jusqu'au bassin et propagation de la faille STEP

Dans le Nord, dès le Miocène tardif (10 Ma), la subduction a atteint le bassin Ionien, et c'est d'abord le bloc Péloritain (solidaire de la Calabre à cette époque) qui entre en collision avec la Sicile. Les montagnes du Nord de la Sicile sont érigées en réponse à la collision, et le retrait de la



plaque plongeante ralentit fortement. Une rotation horaire (de 15°- 20°) du bloc Calabrais à déjà été observée dans les données de paléomagnétisme de roches du Pléistocène intermédiaire (2.1-2.6 Ma ; Cifelli et al., 2007 ; Mattei et al., 2007 ; Chiarabba et al., 2008). Cette rotation rapide a été reliée à l'ouverture du bassin de Marsili dans la mer Tyrrhénienne. En atteignant le bassin Ionien, la subduction de la plaque océanique Ionienne est rapidement encaissée entre les deux domaines continentaux que sont la Sicile (plaque Afrique) et l'Adriatique. Une faille d'ampleur lithosphérique doit alors se propager le long de la Marge Est-Sicilienne pour accommoder le retrait de la plaque plongeante.

Figure V.17 : Trois hypothèses de propagation de la faille STEP dans le cadre de l'évolution structurale de la marge Est-Sicilienne le long du profil DYP3 depuis le Plio-Pléistocène.

Le long du profil DYP3, on observe deux plaques distinctes dont une qui est divisée en deux sous-parties (Figure V.18) : la plaque Supérieure Calabro-Péloritaine et la plaque Afrique. Cette dernière peut en effet être divisée en deux compartiments qui deviennent indépendants au niveau de la subduction. Il y a une partie continentale dont la Sicile et l'escarpement de Malte sont les principaux

représentants, et une partie océanique plongeante Néo-Téthysienne. Sur ce profil DYP3, il nous est impossible de localiser précisément la limite Ouest du domaine océanique plongeant de la plaque Afrique. Ainsi, pour positionner la faille STEP, une troisième hypothèse peut être soulevée. Celle-ci peut être positionnée comme indiqué sur le schéma en Figure V.17, hypothèse intermédiaire. En effet, il n'est pas nécessaire que la limite entre le domaine continental (Afrique-Sicile) et le domaine océanique de la plaque Afrique coïncide en profondeur avec la limite entre la plaque Afrique et les blocs Calabro-Péloritains en surface. En comparaison avec les observations réalisées dans le Sud, l'hypothèse selon laquelle la STEP se propage le long de la TOC puis le long de la limite de plaque Afrique/bloc Calabro-Péloritain reste la plus probable. Son expression en surface est donc celle de l'AFS (Figure V.17, AFS).

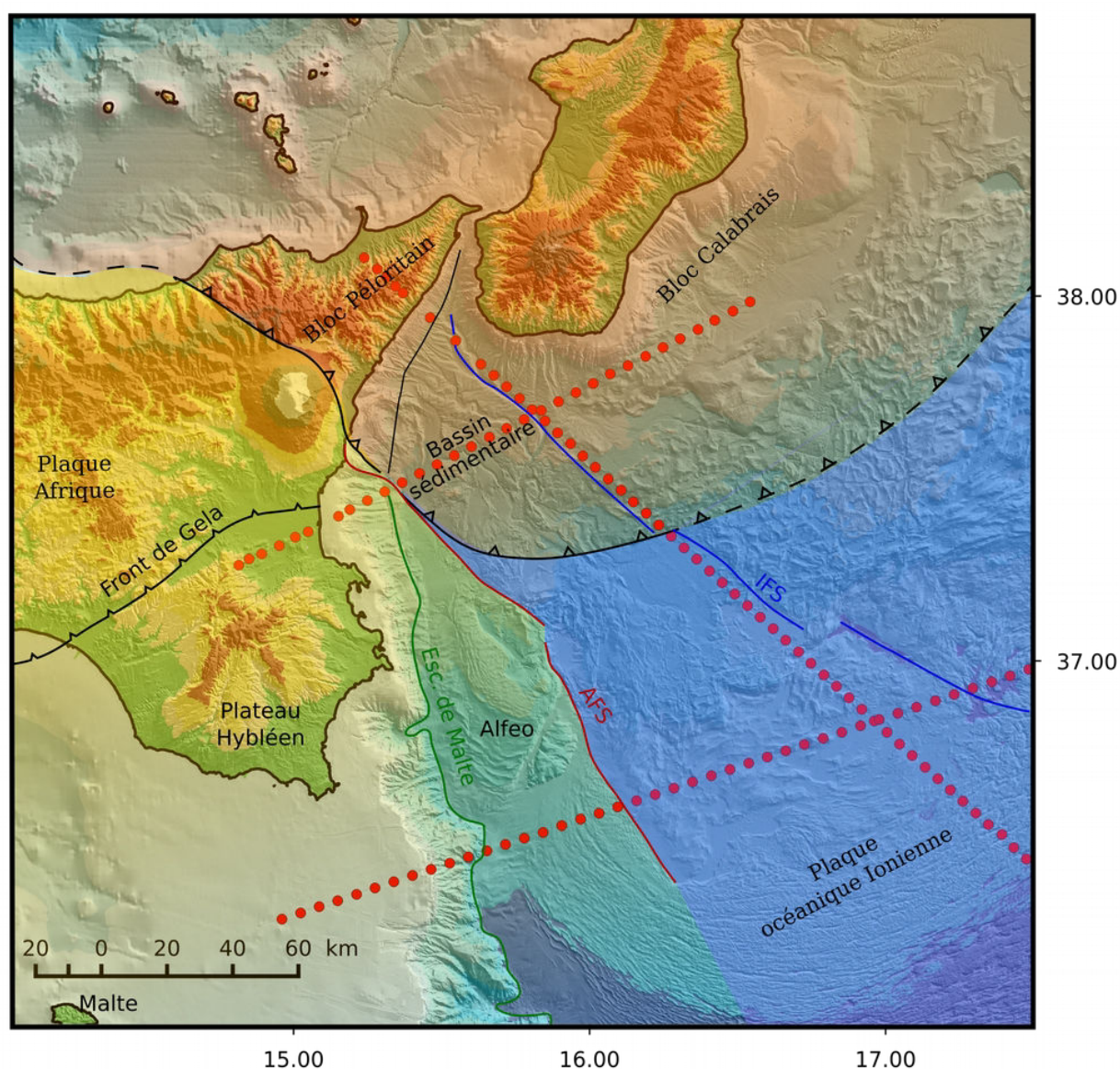


Figure V.18 : Carte de localisation des limites de plaques.

Conclusions

La modélisation et l'interprétation des données de sismique grand angle de la Campagne DIONYSUS ont permis d'observer les structures sédimentaires et crustales majeures de la marge Est-Sicilienne et du bassin Ionien. Les modélisations analogiques ont permis d'étudier la construction du prisme et le poinçonnement d'un prisme évaporitique par un prisme clastique. Les modélisations gravimétriques 3D ont permis d'affiner la position de la plaque plongeante en profondeur sous le bloc Calabrais. Enfin, l'étude de la sismicité nous a permis d'étudier l'activité de ces structures à l'actuel.

Les couches sédimentaires observées dans le modèle de vitesse DYP1 sont, de haut en bas : des sédiments Plio-Quaternaires ; des évaporites Messiniennes ; des sédiments post-Messiniens et des carbonates Mésozoïque. Une zone de faible vitesse est observée dans la couche d'évaporites Messiniennes. Cette zone est localisée dans le lobe Ouest du prisme d'accrétion. Elle est limitée sur ses deux côtés de façon abrupte, au niveau de l'AFS à l'Ouest et à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest de l'IFS sur le côté Est de cette zone. En surface, cette limite correspond à un bassin allongé affectant les sédiments Plio-Quaternaires sur l'AFS. L'hypothèse proposée pour expliquer la présence de cette zone de faible vitesse est une indentation du prisme évaporitique externe par le prisme clastique interne. Cette observation indique une activité relativement récente du prisme interne du lobe Ouest. Cette hypothèse permet d'expliquer la création de *slip-lines* dans le prisme évaporitique externe, comme cela a été reproduit dans une modélisation analogique. Le long de l'IFS, cette structure d'indentation doit être senestre, ce qui correspond bien aux observations d'un « vortex » dans la bathymétrie.

Les couches crustales observées le long de ce profil DYP1 sont continentales sur le plateau Hybléen et océaniques dans le bassin. La transition entre ces deux types de croûte se produit le long de l'escarpement de Malte qui présente un fort amincissement crustal sur une courte distance d'une cinquantaine de kilomètres. La transition océan-continent ne se situe qu'à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de l'escarpement visible dans la bathymétrie, et correspond à l'AFS en surface. Le domaine de transition s'étendant entre le pied de l'escarpement et la croûte océanique est très probablement de nature continentale amincie. La comparaison de la structure profonde de l'escarpement de Malte à celles d'autres marges transformantes et divergentes nous permet de conclure à une origine transformante ou oblique de cet escarpement. De plus, le bassin Ionien est tapissé par une croûte océanique probablement créée au début du Mésozoïque, faisant de ce bassin l'un des plus anciens domaines océaniques du monde.

Le modèle de vitesse DYP3 permet d'observer des séries sédimentaires différentes de celles du DYP1. Ainsi, les évaporites Messiniennes et les sédiments carbonatés Mésozoïque observés dans le modèle Sud ne sont pas retrouvés. Seuls deux bassins très localisés sur le bloc Calabrais abritent des sédiments avec des vitesses relativement élevées et pouvant être apparentées à ces deux types de sédiments. Les couches crustales modélisées montrent deux domaines continentaux sur les deux extrémités du modèle. La Sicile à l'Ouest possède une structure (vitesses, gradients et épaisseurs) qui est homogène (bien que différente) de celle du plateau Hybléen que l'on retrouve dans le modèle Sud DYP1. Ces domaines appartiennent donc à la plaque Afrique. À l'Est, le modèle permet d'imager la Calabre dont la structure est très différente de la précédente, et dont les vitesses dans la croûte supérieure sont faibles pour une croûte supérieure continentale typique. Entre ces deux domaines continentaux se trouve un profond bassin sédimentaire asymétrique (11 km d'épaisseur sédimentaire) au-dessus d'une croûte continentale amincie. Les vitesses et les gradients de ce domaine aminci sont homogènes avec ceux du domaine Calabrais, nous amenant à la conclusion que ce domaine appartient au bloc Péloritain-Calabre. La limite entre le domaine aminci et le domaine Sicilien se produit au niveau de l'escarpement de Malte, dont la structure profonde est homogène avec celle imagée sur le DYP1. Cette limite correspond à l'AFS en surface et est caractérisée par un changement de vitesse abrupt dans la croûte supérieure. L'IFS est très marqué sur ce profil et correspond à une zone d'amincissement abrupt de la croûte sur une courte distance d'une vingtaine de kilomètres. Ce bassin se développe au sein même de la plaque supérieure de la subduction. Son ouverture est probablement liée à la collision du bloc Péloritain avec la plaque Afrique, ralentissant ce dernier alors que le bloc Calabrais est entraîné plus rapidement vers le Sud-Est. Ce bassin s'ouvrirait en transtension entre les deux blocs. Cette ouverture se produirait assez récemment (<10 Ma) et correspond à l'ouverture du détroit de Messine. Cette hypothèse permet aussi d'expliquer les observations réalisées récemment montrant des différences d'orientation et de vitesse GPS pour les deux blocs.

La plaque plongeante n'est pas imagée le long du profil DYP3. Des modélisations gravimétriques en 3D ont permis d'identifier une profondeur probable de la plaque plongeante se situant autour de 30 km au niveau du profil DYP3. Ces modélisations ont permis de conclure qu'il est très peu probable de retrouver un coin mantellique entre la plaque plongeante et la plaque supérieure Calabraise au niveau du profil DYP3. La récente modélisation du profil DYP4, recoupant les deux profils DYP1 et DYP3, montre que le toit de la croûte océanique se situe à environ 25 km de profondeur le long du profil DYP3. Ainsi, le Moho observé sous le domaine Calabrais est probablement celui de la croûte océanique plongeante. Cependant, la faible qualité des données du profil DYP3 ne nous a pas permis d'observer le toit de cette croûte.

Les deux modèles de vitesse DYP1 et DYP3 permettent d'observer perpendiculairement les trois structures majeures que sont l'escarpement de Malte, l'AFS et l'IFS. D'après les observations des structures crustales, la faille STEP est probablement localisée à la transition continent-océan sur le profil DYP1, qui coïncide avec l'AFS en surface. Le bassin allongé rempli de sédiments syn-tectoniques, la transition abrupte dans les sédiments Messiniens et la transition entre les différents types de croûte, sont les principaux arguments nous permettant d'arriver à cette conclusion. Le long du profil Nord, la superposition des structures de l'escarpement de Malte et de l'AFS complexifie le problème. Cependant, si la limite entre la plaque supérieure Calabraise et la plaque Afrique Sicilienne correspond à la faille bordant la plaque plongeante de la subduction, alors la faille STEP doit aussi être localisée le long de l'AFS en surface.

Les résultats préliminaires de la modélisation du profil DYP4 permettent de suivre la plaque océanique Ionienne, depuis la plaine abyssale Ionienne jusqu'à son entrée en subduction sous la plaque Calabro-Sicilienne. Le DYP4 croise les deux profils DYP1 et DYP3 présentés dans cette étude. Les observations réalisées au croisement entre les profils DYP3 et DYP4 montrent que la plaque plongeante est collée à la plaque supérieure Calabraise à une profondeur d'environ 25 km.

L'activité sismologique de ces structures principales depuis 1985 (catalogue de l'INGV) montre un mouvement dextre régional le long de la marge Est-Sicilienne jusqu'à l'IFS. Cette activité peut indiquer que la subduction, le retrait et donc la faille STEP sont encore actifs à notre époque. De plus, l'analyse de la complétude du catalogue des séismes se produisant le long de la marge Est-Sicilienne révèle soit qu'un séisme de magnitude 4.5 n'a pas encore eu lieu et pourrait se produire dans l'avenir, soit qu'il n'a pas été enregistré. Un tel séisme impliquerait probablement une des trois structures majeures observées.

Perspectives

À l'issue de ces travaux de thèse et d'étude de la structure profonde de la marge Est-Sicilienne, certaines réponses ont été adressées aux trois grands questionnements de la zone : la nature océanique de la croûte, la géométrie d'ouverture transformante ou oblique du bassin et la position de la faille STEP vraisemblablement le long de l'AFS. Cependant, de nouveaux questionnements ont émergés, notamment sur la position du *slab* en profondeur sous les blocs Calabro-Péloritains. En effet, la profondeur du *slab* a été contrainte autour des 25 km le long du profil DYP3 par les modélisations gravimétriques et *forward* du modèle DYP4. Cependant, son extension et sa limite Est n'ont pas été précisément localisées. Une localisation plus précise permettrait de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse de la localisation de la faille STEP le long de l'AFS dans le Nord. Pour y répondre, on peut suggérer d'augmenter la précision des modèles

gravimétriques en augmentant le nombre de sections, et d'en produire de nouveaux avec des orientations différentes. Le modèle de vitesse DYP4 et les calculs de résolution et de précision du modèle devraient être finalisés prochainement, ce qui permettra d'obtenir des informations plus fiables sur la profondeur du *slab*. Ainsi, en conjonction avec les modèles gravimétriques, localiser la limite Est de la plaque plongeante devrait être possible.

D'autre part, la géométrie et les limites en profondeur du bloc Calabro-Péloritain restent relativement complexes à appréhender, et de nouvelles acquisitions de données seront nécessaires pour contraindre cette structure. Une question intéressante pourrait aussi être de connaître si l'interaction entre les blocs Calabre et Péloritain et la marge Sicilienne est à l'origine du soulèvement et du découpage (par des failles normales) du mont sous-marin Alfeo.

Enfin de nouvelles données de sismologie marine devrait permettre de localiser plus précisément les structures actives de nos jours. Une étude plus poussée de ce type de données (notamment statistiques de complétude, mais aussi de localisation et des phases sismiques sur différents instruments) pourra peut-être permettre de mieux caractériser l'aléa sismique dans la région.

Le projet FOCUS pour *Fiber Optic Cable Use for Seafloor studies of earthquake hazard and deformation*, est financé par l'*European Research Council* (ERC) et commence le 1^{er} octobre 2018. Ce projet a pour but de développer une méthode de surveillance des mouvements et de la sismicité de failles localisées en mer en utilisant des câbles de fibre optique. La zone choisie pour effectuer les premiers tests sous-marins se trouve sur la marge Est-Sicilienne, au large de Catane. Des OBS passifs de longue durée ainsi que des stations géodésiques de fond de mer seront déployés pendant les missions associées à ce projet. Ainsi, ces nouvelles données permettront de contraindre plus efficacement l'aléa sismologique ainsi que les déplacements de grandes structures majeures et notamment l'AFS.

Bibliographie

A

- Accaino, F., Catalano, R., Di Marzo, L., Giustiniani, M., Tinivella, U., Nicolich, R., Sulli, A., Valenti, V., Manetti, P., (2011), A crustal seismic profile across Sicily. *Tectonophysics*, 508, 52–61. doi:10.1016/j.tecto.2010.07.011
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., Wortel, R., (2011), Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine* 148, 692–725. doi:10.1017/S001675681100046X
- Aïdi, C., Beslier, M. O., Yelles-Chaouche, A. K., Klingelhoefer, F., Bracene, R., Galve, A., ... & Djellit, H. (2018). Deep structure of the continental margin and basin off Greater Kabylia, Algeria—New insights from wide-angle seismic data Modelling and multichannel seismic interpretation. *Tectonophysics*, 728, 1-22.
- Amato, A., Alessandrini, B., Cimini, G., Frepoli, A., & Selvaggi, G., (1993), Active and remnant subducted slabs beneath Italy: evidence from seismic tomography. *Annali di geofisica*, 36(2), 201-214.
- Amato, A., & Chiarabba, C. (1995). Recent uplift of the Alban Hills Volcano (Italy): Evidence for magmatic inflation?. *Geophysical Research Letters*, 22(15), 1985-1988.
- Andersen, O. B., and P. Knudsen (2009), DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models, *Journal of Geophysical Research*, 114, C11001,doi:10.1029/2008JC005179.
- Andersen, O. B., P. Knudsen, and P. A. M. Berry (2010), The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry, *J. Geod.*, 84, 191–199, doi:10.1007/s00190-009-0355-9.
- Antobreh, A. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., & Planke, S. (2009). Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. *Marine and Petroleum Geology*, 26(3), 345-368.
- Argnani, A., and Bonazzi, C., (2005), Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data: Offshore eastern Sicily. *Tectonics* 24, TC4009. doi:10.1029/2004TC001656
- Argnani, A., Cimini, G.B., Frugoni, F., Monna, S., Montuori, C., (2016), The role of continental margins in the final stages of arc formation: Constraints from teleseismic tomography of the Gibraltar and Calabrian Arc (Western Mediterranean). *Tectonophysics* 677–678, 135–152. doi:10.1016/j.tecto.2016.03.037
- Auffret, Y., Pelleau, P., Klingelhoefer, F., Geli, L., Crozon, J., Lin, J.Y., Sibuet, J.-C., (2004). MicrOBS: A new generation of ocean bottom seismometer. *First Break* 22, 41–47.

B

- Baccheschi, P., Margheriti, L., Steckler, M.S., Boschi, E., (2011), Anisotropy patterns in the subducting lithosphere and in the mantle wedge: A case study-The southern Italy subduction system. *Journal of Geophysical Research* 116. doi:10.1029/2010JB007961
- Baes, M., Sobolev, S. V., & Quinteros, J. (2018). Subduction initiation in mid-ocean induced by mantle suction flow. *Geophysical Journal International*.
- Barreca, G., Scarfi, L., Cannavò, F., Koulakov, I., & Monaco, C. (2016). New structural and seismological evidence and interpretation of a lithospheric scale shear zone at the southern edge of the Ionian subduction system (central eastern Sicily, Italy). *Tectonics*, 35(6), 1489-1505.
- Barreca, G., Branca, S., & Monaco, C. (2018). Three-Dimensional Modelling of Mount Etna Volcano: Volume Assessment, Trend of Eruption Rates, and Geodynamic Significance. *Tectonics*, 37(3), 842-857.
- Basile, C., Mascle, J., Benkhelil, J., & Bouillin, J. P. (1998). 11. GEODYNAMIC EVOLUTION OF THE CÔTE D'IVOIRE-GHANA TRANSFORM MARGIN: AN OVERVIEW OF LEG 159 RESULTS1. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 159).
- Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., ... & Pattier, F. (2013). Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: Rifting, tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. *Tectonophysics*, 591, 16-29.

- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., & Siena, F. (2011). Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. *Lithos*, 123(1-4), 218-224.
- Bialas, J., Flueh, E.R., (1999), Ocean bottom seismometers. *Sea Technol* 40, 41–46.
- Biari, Y., Klingelhoefer, F., Sahabi, M., Aslanian, D., Schnurle, P., Berglar, K., Moulin, M., Mehdi, K., Graindorge, D., Evain, M., Benabdellouahed, M., Reichert, C., (2015), Deep crustal structure of the North-West African margin from combined wide-angle and reflection seismic data (MIRROR seismic survey). *Tectonophysics* 656, 154–174. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.019
- Boccaletti, M., Nicolich, R., & Tortorici, L. (1984). The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. *Marine Geology*, 55(3-4), 219-245.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., M. Kuhn, Peyrefitte, A., Vales N., Biancale, R., Gabalda, G., Reinquin, F., Sarrailh, M., (2012), World Gravity Map. *Commission for the Geological Map of the World*. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris.
- Bouillin, J. P. (1986), Le " bassin maghrebin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'Ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4), 547-558.
- Brocher, T. M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the seismological Society of America*, 95(6), 2081-2092.

C

- Cannat, M. (1993), Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, 98(B3), 4163-4172.
- Cannat, M., Sauter, D., Mendel, V., Ruellan, E., Okino, K., Escartin, Baala, M. (2006). Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, 34(7), 605-608.
- Casalbore, D., Falese, F., Martorelli, E., Romagnoli, C., & Chiocci, F. L. (2017). Submarine depositional terraces in the Tyrrhenian Sea as a proxy for paleo-sea level reconstruction: Problems and perspective. *Quaternary International*, 439, 169-180.
- Catalano, R., Doglioni, C., Merlini, S., (2001), On the mesozoic Ionian basin. *Geophysical Journal International* 144, 49–64.
- Catalano, R., Valenti, V., Albanese, C., Sulli, A., GASPARO MORTICELLI, M., Accaino, F., ... & Basilone, L. (2012). Crustal structures of the Sicily orogene along the SIRIPRO seismic profile. *RENDICONTI ONLINE DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA*, (parte 1), 67-68.
- Catalano, R., Valenti, V., Albanese, C., GASPARO MORTICELLI, M., Sulli, A., Avellone, G., ... & Agate, M. (2013, October). Geological results of the crustal SIRIPRO transect in central Sicily. In *8th workshop of the ILP-Task Force Sedimentary Basin* (pp. 29-30).
- Cernobori, L., Hirn, A., McBride, J.H., Nicolich, R., Petronio, L., Romanelli, M., STREAMERS/PROFILES Working Groups, (1996), Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins. *Tectonophysics* 264, 175–189.
- Chamot-Rooke, N., Rabaute, A., Kreemer, C., (2005), Western Mediterranean Ridge mud belt correlates with active shear strain at the prism-backstop geological contact. *Geology* 33, 861–864.
- Channell, J. E. T., & Mareschal, J. C. (1989). Delamination and asymmetric lithospheric thickening in the development of the Tyrrhenian Rift. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 285-302.
- Chiarabba, C., De Gori, P., Speranza, F., (2008), The southern Tyrrhenian subduction zone: Deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 408–423. doi:10.1016/j.epsl.2008.01.036
- Chiarabba, C., Palano, M., (2017), Progressive migration of slab break-off along the southern Tyrrhenian plate boundary: Constraints for the present day kinematics. *Journal of Geodynamics* 105, 51–61. doi:10.1016/j.jog.2017.01.006
- Chiocci, F.L., Coltelli, M., Bosman, A., Cavallaro, D., (2011), Continental margin large-scale instability controlling the flank sliding of Etna volcano. *Earth and Planetary Science Letters* 305, 57–64. doi:10.1016/j.epsl.2011.02.040
- Christensen, N. I., & Mooney, W. D. (1995), Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788.

- Ciazela, J., Koepke, J., Dick, H. J., & Muszynski, A. (2015). Mantle rock exposures at oceanic core complexes along mid-ocean ridges. *Geologos*, 21(4), 207-231.
- Cifelli, F., Mattei, M., & Rossetti, F. (2007). Tectonic evolution of arcuate mountain belts on top of a retreating subduction slab: The example of the Calabrian Arc. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B9).
- Cimini, G. B. (1999). P-wave deep velocity structure of the southern Tyrrhenian Subduction Zone from nonlinear teleseismic travel-time tomography. *Geophysical research letters*, 26(24), 3709-3712.
- Civello, S., and L. Margheriti (2004), Toroidal mantle flow around the Calabrian slab (Italy) from SKS splitting, *Geophysical research letters*, 31, L10601, doi:10.1029/2004GL019607.
- Cita, M. B., & Rimoldi, B. (1997). Geological and geophysical evidence for a holocene tsunami deposit in the eastern Mediterranean deep-sea record. *Journal of Geodynamics*, 24(1-4), 293-304.
- Cita, M. B., & Aloisi, G. (2000). Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 135(1-4), 181-203.
- Cohen, J. K., and, Jr.J.W. Stockwell (2003), CWP/SU: Seismic Unix Release No. 36: a free package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Condie, K. C. (1989). Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23(1-2), 1-18.
- Condie, K. C. (1997). Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios. *Precambrian Research*, 81(1-2), 3-14.

D

- D'Agostino, N., D'Anastasio, E., Gervasi, A., Guerra, I., Nedimović, M.R., Seeber, L., Steckler, M., 2011. Forearc extension and slow rollback of the Calabrian Arc from GPS measurements: forearc extension of the Calabrian arc. *Geophysical Research Letters* 38, doi:10.1029/2011GL048270
- Dahlen, F.A., J. Suppe, and D. Davis (1984), Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges: Cohesive Coulomb theory, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 10,087–10,101, doi:10.1029/JB089iB12p10087.
- D'Alessandro, A., Mangano, G., D'Anna, G., & Scudero, S. (2016), Evidence for serpentinization of the Ionian upper mantle from simultaneous inversion of P- and S-wave arrival times. *Journal of Geodynamics*, 102, 115-120.
- Davis, D., Suppe, J., & Dahlen, F.A. (1983), Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B2), 1153-1172.
- Davis, D.M., Engelder, T., (1985), The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119, 67–88.
- Dean, S. M., Minshull, T. A., Whitmarsh, R. B., & Louden, K. E. (2000), Deep structure of the ocean continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM 9 transect at 40° 20' N. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5859-5885.
- Debenedetti, A., 1976. Messinian salt deposits in the Mediterranean; evaporites or precipitates? *Boll. Soc. Geol. Ital.* 95, 941–950.
- Della Vedova, B., Pellis, G., & Pinna, E. (1989), Studio geofisico dell'area di transizione tra il Mar Pelagico e la Piana Abissale dello Jonio. *Atti dell'8° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida*, Roma, 1, 543-558.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., others, 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics* 123, 241–315.
- de Voogd, B., Truffert, C., Chamot Rooke, N., Huchon, P., Lallemand, S., & Pichon, X. (1992), Two ship deep seismic soundings in the basins of the eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). *Geophysical Journal International*, 109(3), 536-552.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., (1989a), Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications* 45, 265–283.
- Dubois, Diament & Cogné, 'Géophysique', 4ème édition, *Dunod*
- Dick, H. J., Lin, J., & Schouten, H. (2003). An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 426(6965), 405.

E-D-F

- Edwards, R. A., Whitmarsh, R. B., & Scrutton, R. A. (1997). The crustal structure across the transform continental margin off Ghana, eastern equatorial Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B1), 747-772.
- EMODnet Bathymetry Consortium. (2016). EMODnet Digital Bathymetry (DTM). EMODnet Bathymetry. doi, 10.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., (2001), History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International* 145, 809–820.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M., Nalpas, T., (1996), The dynamics of back-arc extension: An experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* 126, 781–795.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo Blanc, A., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2004). Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).
- Faccenna, C., Civetta, L., D'Antonio, M., Funicello, F., Margheriti, L., & Piromallo, C. (2005). Constraints on mantle circulation around the deforming Calabrian slab. *Geophysical Research Letters*, 32(6).
- Finetti, I., & Morelli, C. (1972). Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 14(56), 291-342.
- Finetti, I. (1982), Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 24(96), 247-312.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C., Ringenbach, J.-C., (2011), The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes: Tethys southernmost margin. *Tectonics* 30, TC3002. doi:10.1029/2010TC002691
- Frizon de Lamotte, D. F., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., & de Clarens, P. (2015). Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, 34(5), 1009-1029.
- Funck, T., Jackson, H.R., Loudon, K.E., Dehler, S.A., Wu, Y., (2004), Crustal structure of the northern Nova Scotia rifted continental margin (eastern Canada): Structure of Nova Scotia rifted margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109, doi:10.1029/2004JB003008
- Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., & Regenauer Lieb, K. (2003). Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).

G

- Gailler, A., F. Klingelhoefer, J. L. Olivet, D. Aslanian, P. Sardinia Sci, and O. B. S. T. Tech (2009), Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro-Provencal basin from wide- angle seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 333-345, doi:10.1016/j.epsl.2009.07.001.
- Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., (2013), Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (southern Italy). *Tectonophysics* 602, 141–152. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.026
- Gallais, F., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., Klaeschen, D., (2011), A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116. doi:10.1029/2011JB008505
- Gallais, F., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., Graindorge, D., (2012), Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): Constraints from depth migrated multichannel seismic data. *Marine Geology* 326–328, 28–45. doi:10.1016/j.margeo.2012.08.006
- Gasparini, C., Iannaccone, G., Scandone, P., & Scarpa, R. (1982). Seismotectonics of the Calabrian arc. *Tectonophysics*, 84(2-4), 267-286.
- GEORGIEV, G., DABOVSKI, C., & STANISHEVA-VASSILEVA, G. (2001). East Srednogorie-Balkan rift zone. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle*, 186, 259-293.
- Giardini, D., Palombo, B., & Pino, N. A. (1995). Long-period Modelling of MEDNET waveforms for the December 13, 1990 Eastern Sicily earthquake, *Annali di Geofisica*, Vol. XXXVIII, N.2.

- Gross, F., Krastel, S., Geersen, J., Behrmann, J. H., Ridente, D., Chiocci, F. L., ... & Micallef, A. (2016). The limits of seaward spreading and slope instability at the continental margin offshore Mt Etna, imaged by high-resolution 2D seismic data. *Tectonophysics*, 667, 63-76.
- Govers, R., Wortel, M.J.R., (2005), Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 505–523. doi:10.1016/j.epsl.2005.03.022
- Greenroyd, C.J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A.B., Hobbs, R.W., (2008), Demerara Plateau - the structure and evolution of a transform passive margin. *Geophysical Journal International* 172, 549–564. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03662.x
- Gueguen, E., Doglioni, C., & Fernandez, M. (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298(1-3), 259-269.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., & Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), 83-143.
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., ... & Grosdoy, B. (2000). Mesozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13(4), 189-245.
- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., de Lepinay, B.M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., Le Faou, Y., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., (2016), Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics* 35, 39–54. doi:10.1002/2015TC003898
- Gutscher, M.-A., Kopp, H., Krastel, S., Bohrmann, G., Garlan, T., Zaragosi, S., Klaucke, I., Wintersteller, P., Loubrieu, B., Le Faou, Y., San Pedro, L., Dominguez, S., Rovere, M., Mercier de Lepinay, B., Ranero, C., Sallares, V., (2017), Active tectonics of the Calabrian subduction revealed by new multi-beam bathymetric data and high-resolution seismic profiles in the Ionian Sea (Central Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters* 461, 61–72. doi:10.1016/j.epsl.2016.12.020
- Gutscher Marc-Andre, Kopp Heidrun, Klingelhoefer Frauke (2017). *Raw data from a wide-angle seismic survey in the Ionian Sea and the eastern Sicily Margin*. SEANO. <http://doi.org/10.17882/52435>
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration: (Second paper). *Bulletin of the seismological society of America*, 46(2), 105-145.

H

- Harding, A. J., Orcutt, J. A., Kappus, M. E., Vera, E. E., Mutter, J. C., Buhl, P., Brocher, T. M. (1989). Structure of young oceanic crust at 13 N on the East Pacific Rise from expanding spread profiles. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B9), 12163-12196.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, W. C., & Le Pichon, X. (1968). Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *Journal of Geophysical Research*, 73(6), 2119-2136.
- Hieke, W., & Werner, F. (2000). The Augias megaturbidite in the central Ionian Sea (central Mediterranean) and its relation to the Holocene Santorini event. *Sedimentary Geology*, 135(1-4), 205-218.
- Hieke, W., Hirscheleber, H. B., & Dehghani, G. A. (2003). The Ionian Abyssal Plain (central Mediterranean Sea): Morphology, subbottom structures and geodynamic history—an inventory. *Marine Geophysical Researches*, 24(3-4), 279-310.
- Hinz, K. (1974), Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea, *Geol. J.*, E2, 33–65.
- Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Laigle, M., Cernobori, L., Group, E.S., others, (1997), Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 171–191.
- Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., 2012. The Neogene period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier BV, Amsterdam, pp. 947–1002.
- Houtz, R., & Ewing, J. (1976). Upper crustal structure as a function of plate age. *Journal of Geophysical Research*, 81(14), 2490-2498.
- Hsü, K. J., Ryan, W. B., & Cita, M. B. (1973). Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242(5395), 240-244.

Hsü, K. J., Stoffers, P., & Ross, D. A. (1978). Messinian evaporites from the Mediterranean and Red Seas. *Marine Geology*, 26(1-2), 71-72.

J-L

Jiménez Munt, I., Sabadini, R., Gardi, A., & Bianco, G. (2003). Active deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia inferred from numerical Modelling and geodetic and seismological data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1).

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J. P., & Rouchy, J. M. (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary geology*, 188, 9-33.

Jolivet, L., Faccenna, C., & Piromallo, C. (2009). From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285(1-2), 198-209.

Jolivet, L., Faccenna, C., Agard, P., Frizon de Lamotte, D., Menant, A., Sternai, P., & Guillocheau, F. (2016). Neo-Tethys geodynamics and mantle convection: from extension to compression in Africa and a conceptual model for obduction 1. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53(11), 1190-1204.

Lallemand, S., Heuret, A., & Boutelier, D. (2005). On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(9).

Lallemand, S., Funicello, F. (Eds.), (2009), Subduction Zone Geodynamics, *Frontiers in Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

Le Meur, D. (1997), Etude géophysique de la structure profonde et de la tectonique active de la partie occidentale de la Ride Méditerranéenne (*Doctoral dissertation*).

Leprêtre, A., F. Klingelhoefer, D. Graindorge, P. Schnurle, M.O. Beslier, K. Yelles, J. Déverchère, and R. Bracene (2013), Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 3899–3916, doi:10.1002/jgrb.50318.

Locardi, E., and R. Nicolich (1988), Geodinamica del Tirrenodell'Appennino Centro-Meridionale: La nuova carta della Moho, *Mem.Soc. Geol. Ital.*, 41, 121–140.

Locardi, E., and R. Nicolich (2005), Crust-mantle structures and Neogene-Quaternary magmatism in Italy, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 46, 169–180.e

Lofí, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A. T., Ryan, W. B., & Steckler, M. S. (2005). Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217(1-2), 1-30.

Loncke, L., Maillard, A., Basile, C., Roest, W. R., Bayon, G., Gaullier, V., ... & Marsset, T. (2015). Structure of the Demerara passive-transform margin and associated sedimentary processes. Initial results from the IGUANES cruise. *Geological Society, London, Special Publications*, 431, SP431-7.

Loneragan, L., & White, N. (1997), Origin of the Betic Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.

A. Loureiro, A. Afilhado, L. Matias, M. Moulin and D. Aslanian. Monte Carlo approach to assess the uncertainty of wide-angle layered models: Application to the Santos Basin, Brazil. *Tectonophysics*, (2016), doi: 10.1016/j.tecto.2016.05.040.

Loureiro, A., Afilhado, A., Matias, L., Moulin, M., & Aslanian, D. (2016). Monte Carlo approach to assess the uncertainty of wide-angle layered models: Application to the Santos Basin, Brazil. *Tectonophysics*, 683, 286-307.

Lucente, F. P., C. Chiarabba, G. B. Cimini, and D. Giardini (1999), Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B9), 20307–20327, doi:10.1029/1999JB900147.

Ludwig, W. J., Nafe, J. E., & Drake, C. L. (1970), Seismic refraction. *The sea*, 4(Part 1), 53-84.

Lustrino, M., & Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81(1), 1-65.

M

Maesano, F. E., Tiberti, M. M., & Basili, R. (2017). The Calabrian Arc: three-dimensional Modelling of the subduction interface. *Scientific reports*, 7(1), 8887.

- Makris, J., Nicolich, R., & Weigel, W. (1986), A seismic study in the western Ionian Sea. In *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics* (Vol. 4, No. 6, pp. 665-678).
- Malinverno, A., & Ryan, W. B. (1986), Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5(2), 227-245.
- Mattei, M., Cifelli, F., & D'Agostino, N. (2007). The evolution of the Calabrian Arc: Evidence from paleomagnetic and GPS observations. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3-4), 259-274.
- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., & Maillard, A. (2004). E–W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova*, 16(5), 257-264.
- McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), 25-32.
- Medaouri, M., Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., ... & Bendiab, F. (2014). The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*, 77, 186-205.
- Mercier de Lépinay, M., Loncke, L., Basile, C., Roest, W.R., Patriat, M., Maillard, A., De Clarens, P., (2016), Transform continental margins – Part 2: A worldwide review. *Tectonophysics* 693, 96–115. doi:10.1016/j.tecto.2016.05.038
- Micallef, A., Berndt, C., Masson, D. G., & Stow, D. A. (2007). A technique for the morphological characterization of submarine landscapes as exemplified by debris flows of the Storegga Slide. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2).
- Michael, P. J., & Cheadle, M. J. (2009). Making a crust. *Science*, 323(5917), 1017-1018.
- Minelli, L., Faccenna, C., (2010), Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean): Calabrian accretionary wedge. *Tectonics* 29, doi:10.1029/2009TC002562
- Monaco, C., De Guidi, G., (2006), Structural evidence for Neogene rotations in the eastern Sicilian fold and thrust belt. *Journal of Structural Geology* 28, 561–574. doi:10.1016/j.jsg.2006.01.010
- Molnar, P., & Tapponnier, P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *science*, 189(4201), 419-426.
- Moretti, M., Improta, L., Margheriti, L., De Gori, P., Silvestri, M., Criscuoli, F., Giovani, L., Zuccarello, L., Ferrari, F., Paratore, M., others, (2015), Esperimento DIONYSUS: Deep structure of the IONian Sea and east Sicily: wide-angle seismic SURvey of the Calabria Subduction zone and Tethys margins. Il contributo dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. *Rapporti Tecnici INGV*.
- Morgan, J. P., & Chen, Y. J. (1993). The genesis of oceanic crust: Magma injection, hydrothermal circulation, and crustal flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4), 6283-6297.
- Musumeci, C., Scarfi, L., Palano, M., & Patané, D. (2014). Foreland segmentation along an active convergent margin: New constraints in southeastern Sicily (Italy) from seismic and geodetic observations. *Tectonophysics*, 630, 137-149.
- N-O**
- Neri, G., Orecchio, B., Totaro, C., Falcone, G., Presti, D., (2009), Subduction Beneath southern Italy Close the Ending: Results from Seismic Tomography. *Seismological Research Letters* 80, 63–70. doi:10.1785/gssrl.80.1.63
- Neri, G., Marotta, A.M., Orecchio, B., Presti, D., Totaro, C., Barzaghi, R., Borghi, A., (2012), How lithospheric subduction changes along the Calabrian Arc in southern Italy: geophysical evidences. *International Journal of Earth Sciences* 101, 1949–1969. doi:10.1007/s00531-012-0762-7
- Nesteroff, W.D., 1978. 21. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the messinian mediterranean evaporites. In: Hsü, K.J., Montadert, L. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Vol. 42, Part 1. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 673–694.
- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L., Gallart, J., (2000), Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics* 329, 121–139.
- Niu, Y. L. (2014). Geological understanding of plate tectonics: basic concepts, illustrations, examples and new perspectives. *Global tectonics and metallogeny*, 10(1), 23-46.

Orecchio, B., Presti, D., Totaro, C., D'Amico, S., Neri, G., (2015), Investigating slab edge kinematics through seismological data: The northern boundary of the Ionian subduction system (south Italy). *Journal of Geodynamics* 88, 23–35. doi:10.1016/j.jog.2015.04.003

P

Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, M., Bruno, V., Cannavò, F., Siligato, G., (2012), GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean: GPS velocity/strain in south Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, doi:10.1029/2012JB009254

Palano, M., (2016), Episodic slow slip events and seaward flank motion at Mt. Etna volcano (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324, 8–14. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.05.010

Palano, M., Piromallo, C., Chiarabba, C., (2017), Surface imprint of toroidal flow at retreating slab edges: The first geodetic evidence in the Calabrian subduction system: Surface Imprint of Toroidal Flow. *Geophysical Research Letters* 44, 845–853. doi:10.1002/2016GL071452

Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth*, 117(B4).

Peccerillo, A. (2005), Plio-Quaternary volcanism in Italy, Episodes, 26,222–226.

Pedersen, R. B., Searle, M. P., Carter, A., & Bandopadhyay, P. C. (2010). U–Pb zircon age of the Andaman ophiolite: implications for the beginning of subduction beneath the Andaman–Sumatra arc. *Journal of the Geological Society*, 167(6), 1105–1112.

Pérouse, E., P. Vernant, J. Chéry, R. Reilinger, and S. McClusky (2010), Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the Western Mediterranean constrained by numerical models, *Geology*, 38, 823–826, doi:10.1130/G30963.1.

Pethő Gábor, Vass Péter, (2011) [Geophysics](#), Miskolci Egyetem Földtudományi Kar

Piatanesi, A., & Tinti, S. (1998). A revision of the 1693 eastern Sicily earthquake and tsunami. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B2), 2749–2758.

Piromallo, C., and A. Morelli (2003), P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108, 2065, doi:10.1029/2002JB001757, B2.

PITMAN III, W. C., & Talwani, M. (1972). Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 83(3), 619–646.

Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., Klaeschen, D., (2011), The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard: The Calabrian arc subduction complex. *Tectonics* 30, doi:10.1029/2010TC002821

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R. G., Panieri, G., & Gasperini, L. (2013). Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. *Scientific reports*, 3, 1285.

Polonia, A., Torelli, L., Artoni, A., Carlini, M., Faccenna, C., Ferranti, L., Gasperini, L., Govers, R., Klaeschen, D., Monaco, C., Neri, G., Nijholt, N., Orecchio, B., Wortel, R., (2016), The Ionian and Alfeo–Etna fault zones: New segments of an evolving plate boundary in the central Mediterranean Sea? *Tectonophysics* 675, 69–90. doi:10.1016/j.tecto.2016.03.016

Polonia, A., Torelli, L., Gasperini, L., Cocchi, L., Muccini, F., Bonatti, E., ... & Carlini, M. (2017), Lower plate serpentinite diapirism in the Calabrian Arc subduction complex. *Nature communications*, 8(1), DOI: 10.1038/s41467-017-02273-x

Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & Franco, R. (2014), Seismic structure of the Central Tyrrhenian basin: Geophysical constraints on the nature of the main crustal domains. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1), 52–70.

Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & de Franco, R. (2015), The complex 3-D transition from continental crust to backarc magmatism and exhumed mantle in the Central Tyrrhenian basin. *Geophysical Journal International*, 203(1), 63–78.

Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevemeyer, I., Zitellini, N., & Franco, R. (2016), Spatial variations of magmatic crustal accretion during the opening of the Tyrrhenian back-arc from wide-angle seismic velocity models and seismic reflection images. *Basin Research*. DOI:10.1111/bre.12211

Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grevenmeyer, I., Zitellini, N., & de Franco, R. (2018). Spatial variations of magmatic crustal accretion during the opening of the Tyrrhenian back-arc from wide-angle seismic velocity models and seismic reflection images. *Basin Research*, 30, 124-141.

R

Rast, N. (1988). Tectonic implications of the timing of the Variscan orogeny. *Geological Society, London, Special Publications*, 38(1), 585-595.

Reasenber, P., & Oppenheimer, D. (1985). US Geol. Surv. Open File Rep.

Rehault, J.-P., Boillot, G., Mauffret, A., (1984), The western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology* 55, 447–477.

Ricou, L. E. (1994), Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to south-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7(4), 169-218.

Robertson, A. H. (1998). Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 160; Chapter 54*.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., others, (2002), Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 107–130.

Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A., Miller, M.S., (2008), Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism: Kinematics of slab tear faults. *Tectonics* 27, doi:10.1029/2007TC002143

Rossi S., A.M. Borsetti (1977), Dati preliminari di stratigrafia e di sismica del mare Ionio settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, 251-259.

Roure, F., Casero, P., Addoum, B., (2012), Alpine inversion of the north African margin and delamination of its continental lithosphere: Inversion of the north African Margin. *Tectonics* 31, TC3006. doi:10.1029/2011TC002989

Royden, L. H. (1993). Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12(3), 629-638.

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., ... & Govers, R. (2014). The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology*, 352, 25-58.

Rudnick, R. L., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on geochemistry*, 3, 659.

Ryan, W. B. (1973). Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. In *Messinian events in the Mediterranean* (pp. 26-38). North-Holland Amsterdam.

S

Sabzai, M., Eshraghi, S.A., Roshan-Ravan, J., 1997. Geological Map of Sirjan (1: 100,000). Geological Survey of Iran.

Sage, F., B. Pontoise, J. Mascle, and C. Basile (1997), Structure of oceanic crust adjacent to a transform margin segment: The Côte d'Ivoire-Ghana transform margin, *Geo Mar. Lett.*, 17, 31–39, doi:10.1007/PL00007204

Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B., & Whitmarsh, R. B. (2000). Crustal structure of the continent–ocean transition off the Cote d'Ivoire–Ghana transform margin: implications for thermal exchanges across the palaeotransform boundary. *Geophysical Journal International*, 143(3), 662-678.

Sallarès, V., Gailler, A., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Bartolomé, R., Gràcia, E., Díaz, J., Dañobeitia, J.J., Zitellini, N., (2011), Seismic evidence for the presence of Jurassic oceanic crust in the central Gulf of Cadiz (SW Iberian margin). *Earth and Planetary Science Letters* 311, 112–123. doi:10.1016/j.epsl.2011.09.003

Sandwell, D. T., and W.H. F. Smith (1997), Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102, (B 5) , 10,039-10,054.

Sandwell, D. T., & Smith, W. H. (2009). Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M. A., & Cattaneo, A. (2017). Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. *Marine Geology*, 384, 199-213.

- Sauter, D., Cannat, M., Rouméjon, S., Andreani, M., Birot, D., Bronner, A., ... & MacLeod, C. J. (2013), Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years. *Nature Geoscience*, 6(4), 314.
- Savelli, C. (2002). Time–space distribution of magmatic activity in the western Mediterranean and peripheral orogens during the past 30 Ma (a stimulus to geodynamic considerations). *Journal of Geodynamics*, 34(1), 99-126.
- Scarfi, L., Messina, A., & Cassisi, C. (2013). Sicily and Southern Calabria focal mechanism database: a valuable tool for local and regional stress field determination. *Annals of Geophysics*.
- Scarpa, R., 1982. Travel-time residuals and three-dimensional velocity structure of Italy. *pure and applied geophysics* 120, 583–606.
- Schellart, W. P. (2004). Kinematics of subduction and subduction induced flow in the upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B7).
- Schellart, W. P. (2010). Mount Etna–Iblean volcanism caused by rollback-induced upper mantle upwelling around the Ionian slab edge: an alternative to the plume model. *Geology*, 38(8), 691-694.
- Schiano, P., Clocchiatti, R., Ottolini, L., & Busa, T. (2001), Transition of Mount Etna lavas from a mantle-plume to an island-arc magmatic source. *Nature*, 412(6850), 900-904.
- Schmidt, S., Götze, H. J., Fichler, C., & Alvers, M. (2010). IGMAS+—a new 3D gravity, FTG and magnetic Modelling software. *GEO-INFORMATIK Die Welt im Netz*, edited by: Zipf, A., Behncke, K., Hillen, F., and Scheffermeyer, J., Akademische Verlagsgesellschaft AKA GmbH, Heidelberg, Germany, 57-63.
- Serri, G., Innocenti, F., & Manetti, P. (1993). Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics*, 223(1-2), 117-147.
- Selvaggi, G., & Chiarabba, C. (1995). Seismicity and P-wave velocity image of the southern Tyrrhenian subduction zone. *Geophysical Journal International*, 121(3), 818-826.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M. & Gasperini, P. (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180-1200.
- Spakman, W., van der Lee, S., van der Hilst, R., (1993), Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 79, 3–74.
- Spakman, W., Wortel, R., (2004), A tomographic view on western Mediterranean geodynamics, in: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, pp. 31–52.
- Speranza, F., Minelli, L., Pignatelli, A., Chiappini, M., (2012), The Ionian Sea: The oldest in situ ocean fragment of the world?: Magnetic Modelling of the Ionian sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, doi:10.1029/2012JB009475
- Spudich, P., & Orcutt, J. (1980). A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. *Reviews of Geophysics*, 18(3), 627-645.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R., Mosar, J., (2002), Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. *Journal of the Virtual Explorer* 8, 77.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., (2004), The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain, in: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, pp. 53–80.
- Stegman, D. R., Freeman, J., Schellart, W. P., Moresi, L., & May, D. (2006). Influence of trench width on subduction hinge retreat rates in 3 D models of slab rollback. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(3).
- Stockwell, D.R.B. (1999), Genetic algorithms II. In: Fielding, A.H. (Ed.), *Machine Learning Methods for Ecological Applications*. Kluwer Academic Publishers, Boston, pp. 123–144.
- Stockwell, J. W., & Cohen, J. K. (2003), The CWP/SU: Seismic Unix Release 37: a free package for seismic research and processing. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Storti, F., McClay, K., (1995), Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology* 23, 999. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0999:IOSSOT>2.3.CO;2

T-V-W

- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: Its evolution and composition. *Lon on: Blackwell*.
- Torelli, L., Grasso, M., Mazzoldi, G., & Peis, D. (1998), Plio–Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily). *Tectonophysics*, 298(1), 209-221.
- Trippetta, F., Collettini, C., Vinciguerra, S., Meredith, P.G., (2010), Laboratory measurements of the physical properties of Triassic Evaporites from Central Italy and correlation with geophysical data. *Tectonophysics* 492, 121–132. doi:10.1016/j.tecto.2010.06.001
- Valenti, V., Catalano, R., Wei, P., & Wang, S. (2015), Layered lower crust and mantle reflectivity as imaged by a re-processed crustal seismic profile from Sicily in the central Mediterranean. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 186(4-5), 257-272.
- van Baak, C. G., Krijgsman, W., Magyar, I., Sztanó, O., Golovina, L. A., Grothe, A., ... & Radionova, E. P. (2017). Paratethys response to the Messinian salinity crisis. *Earth-Science Reviews*, 172, 193-223.
- van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., (2014), Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation: western Mediterranean subduction. *Tectonics* 33, 393–419. doi:10.1002/2013TC003349
- Ventura, B. M., Serpelloni, E., Argnani, A., Bonforte, A., Bürgmann, R., Anzidei, M., ... & Puglisi, G. (2014). Fast geodetic strain-rates in eastern Sicily (southern Italy): New insights into block tectonics and seismic potential in the area of the great 1693 earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 77-88.
- Vergés, J., & Fernández, M. (2012). Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics*, 579, 144-172.
- Wegener, A. (1924). The Origins of Continents and Oceans, 212. *Methuen, New York*.
- Westaway, R. (1993). Quaternary uplift of southern Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 21741-21772.
- Wessel, P., and J. F. Luis, 2017, [The GMT/MATLAB Toolbox](#), **Geochem. Geophys. Geosyst.**, 18, 811-823.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, [Free software helps map and display data](#), **EOS Trans. AGU**, 72, 441, 1991.
- White, R. S., McKenzie, D., & O’Nions, R. K. (1992), Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 19683-19715.
- Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., & Graham, C. M. (2001). Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409(6817), 175.
- Wildi, W. (1983), La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 24(3), 201-297.
- Wortel, R., Govers, R., & Spakman, W. (2009), Continental collision and the STEP-wise evolution of convergent plate boundaries: From structure to dynamics. *Subduction Zone Geodynamics*, 47-59.

Y-Z

- Yin, A. (2006). Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science Reviews*, 76(1-2), 1-131.
- Zelt, C.A., and R.B. Smith (1992), Seismic travel-time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophysical Journal International*. 108, 16-34, 1992.
- Zelt, C. A. (1999), Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic travel-time data. *Geophysical Journal International*, 139(1), 183-204.

Liste des figures

Partie I: Géodynamique Méditerranéenne.....5

Figure I.1 : Carte topographique et bathymétrique de la Méditerranée (NOAA-ETOPO 1 et Gutscher et al. 2017 pour le bassin Ionien). En rouge les limites tectoniques compressives des plaques Afrique et Eurasie.....5

Figure I.2 : Carte du flux de chaleur de surface en région Méditerranéenne (de Jiménez-Munt et al. 2003).....6

Figure I.3 : Carte topographique et bathymétrique de la Méditerranée (NOAA-ETOPO 1). En rouge les limites tectoniques compressives des plaques Afrique et Eurasiatique.....8

Figure I.4 : Carte structurale des bassins Ionien et Tyrrhénien ; Les données de bathymétrie proviennent de la compilation EMODnet 250m et les données topographiques du projet SRTM-90m (Shuttle Relief Terrain Mission). Les pays sont en violet, les noms et localités sont en noir.....9

Figure I.5 : Carte structurale de l'Italie, la Corse, la Sardaigne et la Sicile. Source : Carta Geologica d'Italia, APAT, Dipartimento Difesa del Suolo.....11

Figure I.6 : Interprétation schématique du profil de sismique à terre SI.RI.PRO par Catalano et al., 2012, 2013.....12

Figure I.7 : Carte du bassin Ionien, permettant de localiser les structures tectoniques principales du prisme d'accrétion de la subduction Calabraise, et de celles de la Sicile et Calabre. Les flèches noires indiquent les vitesses GPS observées en Sicile et Calabre par rapport à la Nubie fixe (Serpelloni et al., 2007). Les étoiles rouges marquent les grands séismes se produisant dans le bassin, accompagnées des dates de ces événements. La partie en masque jaune indique l'extension des évaporites Messiniennes dans le bassin, extrapolée à partir des données de sismique réflexion. Les données bathymétriques proviennent d'une compilation par Gutscher et al., 2017.....14

Figure I.8 : Comparaison de la structure profonde (modèles de vitesse, sismique grand-angle) de marges divergentes : A (Funck et al., 2004) et B (Biari et al., 2015) ; et de marges transformantes : C (inversion tomographique par Sallarès et al., 2011) et D (Greenroyd et al., 2008).....17

Figure I.9 : Principales forces appliquées à une zone de subduction et représentation schématiques des paramètres influençant la subduction (Lallemand et al., 2005).....19

Figure I.10 : Représentation schématique de la faille STEP qui se propage le long de la marge Est-Sicilienne (Gutscher et al., 2016).....21

Figure I.11 : Zones de subductions associées à des failles de type STEP: a) Bassin Nord-Fidji ; b) Subductions Méditerranéennes ; c) Plaque Est-Caribéenne ; d) Indonésie, Sulawesi ; e) Subduction des Îles Sandwich.....22

Figure I.12 : Cartes paléogéographiques du Paléozoïque (D'après Stampfli et al. 2004).....23

Figure I.13 : Cartes paléogéographiques du Trias et Jurassique (d'après Stampfli et al., 2004)...25

Figure I.14 : Cartes paléogéographiques du Crétacé (d'après Stampfli et al., 2004).....27

Figure I.15 Carte schématique de la Paléogéographie Mondiale au Crétacé inférieur (120 Ma) d'après Frizon de Lamotte et al. 2015.....28

Figure I.16 Paléogéographie Africaine et Méditerranéenne au Cénozoïque (d'après Jolivet et al., 2016).....30

Figure I.17 Cartes paléogéographiques de la Méditerranée, du Cénozoïque à l'actuel (modifiée d'après Van Hinsbergen et al., 2014).....	31
Figure I.18 Cartes paléogéographiques de la Méditerranée de l'Oligocène à l'actuel (D'après Rosenbaum et al., 2002).....	33
Figure I.19 : Trois coupes montrant l'évolution au cours du temps du retrait de la plaque plongeante (Faccenna et al., 2004).....	34

Partie II: Le bassin Ionien, études précédentes.....38

Figure II.1 : Carte paléogéographique de l'Afrique du Nord, au Callovien, hypothèse d'ouverture transformante du bassin Ionien (Par Frizon de Lamotte et al., 2011).....	39
Figure II.2 : Modèle de vitesse traversant l'escarpement de Malte, par Makris et al., 1986, localisé sur la Figure III.7.....	40
Figure II.3 : Différents modèles expliquant les types de croûtes océaniques provenant de différentes dorsales : A) Dorsales rapides B) Dorsales lentes C) Dorsales lentes expliquant les anomalies de la croûte de l'Atlantique Nord D) Modèle de croûte magmatique et amagmatique provenant de dorsales ultra-lentes (d'après Ciazela et al., 2015).....	44
Figure II.4 : Épaisseurs et vitesses d'ondes P de croûtes continentales dans différents contextes géodynamiques (Christensen & Mooney, 1995).....	46
Figure II.5 : Stratigraphie de la Plaine Abyssale Ionienne d'après des données ESP et de sismique réflexion multitrace (Gallais et al. 2011).....	48
Figure II.6 : Cartes (A,B,C et D) et coupes (E et F) dans un modèle de tomographie en onde-P. L'échelle des anomalies de vitesses est de $X=2.5$ pour A,C et D et $X=1.5$ pour B, E et F. (Wortel & Spakman, 2004).....	49
Figure II.7 : Profil de sismique réflexion traversant l'escarpement de Malte : ION1 ; puis remontant dans le prisme d'accrétion : ION2 (Nicolich et al., 2000), localisé sur la Figure III.7...50	50
Figure II.8 : Trois hypothèses de la cinématique actuelle du bassin Ionien et de position de la faille STEP : (A) L'escarpement de Malte (EM), (B) l'Alfeo Fault System (AFS) et (C) l'Ionian Fault System (IFS) (Gutscher et al., 2017).....	54
Figure II.9 : Carte simplifiée de la cinématique de la région Sicile-Calabre. La Sismicité dans le bassin Ionien provient de l'INGV-ISIDE. Les mécanismes au foyer proviennent du catalogue INGV-RCMT. Les flèches blanches représentent les vitesses GPS, par rapport à la plaque Eurasiatique fixe. (Ventura et al., 2014).....	59

Partie III: Données et méthodologie.....60

Équation III.1 : Équation de propagation des ondes à l'interface de milieu 'n', et angle d'incidence 'i1' ; et angle réfléchi ou réfracté 'i2'.....	60
Figure III.1 : Représentation schématique de la propagations d'ondes acoustiques à différentes interfaces dans les cas des réfractions et réflexions.....	61
Figure III.2 : Représentation schématique de la réception des ondes réfléchies sur différentes interfaces par un hydrophone.....	62
Figure III.3 : Exemple du profil de sismique réflexion CIRCEE-04, acquis perpendiculairement à l'escarpement de Malte localisé sur la Figure III.7.....	63

Figure III.4 : Représentation schématique des techniques de sismiques réflexion et réfraction.....	64
Figure III.5 : Photo d'un MicroOBS sur le pont avant déploiement (à droite) ; Et schéma descriptif de l'instrument, d'après Auffret et al., 2004 (à gauche).....	65
Figure III.6 : Exemple de section OBS (OBS 25 sur long du profil DYP1). Avec son interprétation (haut).....	66
Figure III.7 : Carte de localisation des profils de la Campagne DIONYSUS (profils DY-**). Les profils en bleu correspondent aux : CIR-04 (campagne CIRCEE Figure III.3) ; profils de MCS, ION (Nicolich et al., 2000) ; et profil de SGA (Makris et al., 1986).....	70
Figure III.8 : Exemple de résultat du calcul de relocalisation de l'OBS 38 sur le profil DYP1. A) Carte bathymétrique autour de l'instrument au déploiement (triangle rouge) et de la localisation des tirs (nombres). B) carte de l'erreur RMS entre temps d'arrivée et prédits pour 100 positions autour du point de déploiement. Le triangle jaune marque la position la plus probable de l'OBS (avec RMS le plus faible). C) et D) Temps d'arrivées prédits (ligne rouge) et pointés (barres noires) pour les positions de déploiement (C) et relocalisée (D).....	71
Équation III.2 : Calcul des temps réduits, avec : $T_r = \text{temps réduit}$ $T = \text{Temps}$ $x = \text{Distance source-récepteur}$ $V_r = \text{Vitesse de réduction}$	72
Figure III.9 : Représentation schématique d'une section OBS présentant les courbes dromochroniques d'ondes sismiques (haut) traversant trois couches horizontales avec des vitesses V_1 à V_3 (bas).....	72
Figure III.10 : Représentation schématique des surfaces étudiées par la gravimétrie. H_p est la hauteur orthométrique (normale au géoïde en P_0) ; h_p et N_p sont les hauteurs à l'ellipsoïde et au géoïde.....	76
Figure III.11 : Effet gravimétrique d'une sphère de densité homogène à différentes profondeurs. Les valeurs de l'effet gravimétrique sont normalisées à l'effet de la sphère la moins profonde, le plus important. (Pethő Gábor & Vass Péter 2011).....	77
Figure III.12 : Carte mondiale de l'anomalie à l'air libre (WGM-2012, Bonvalot et al., 2012).....	79
Figure III.13 Carte du bassin Ionien positionnant les profils de bathymétrie utilisés dans le modèle de densité sur IGMAS+. Les structures majeures du bassin sont positionné en couleur, escarpement de Malte (vert), AFS (rouge), IFS (bleu). L'échelle noire et blanche est en kilomètres.....	82
Figure III.14 : Exemple de la sections ST, utilisée pendant la modélisation dans IGMAS+.....	84
Figure III.15 : Schémas de la première expérience avec les deux butées aux mouvements différentiels.....	85
Figure III.16 : Représentation schématique de la seconde expérience.....	86
Figure III.17 : À gauche, représentation des sphères focales de séismes purement cisailant, normal ou inverse. À droite : vues de dessus et de profil d'une même sphère focale pour un séisme en faille normale.....	90

Partie IV: Résultats.....92

Figure IV.1 : modèles de vitesse produits à partir des données de sismique grand-angle sur les profils DY-P3 et DY-P1 présenté à la même échelle. Les modèles ont été obtenus par modélisation directe des données OBS (points rouges numérotés) et stations à terre (points oranges). Les lignes noires sont les limites des couches du modèle, les lignes en pointillé sont les contours d'iso-vitesses toutes les 0.25 km/s. Les chiffres inscrits dans le modèle sont les vitesses de chaque couche en km/s.

.....	93
Figure IV.2 Carte du bassin Ionien positionnant les profils de bathymétrie utilisés dans le modèle de densité sur IGMAS+. Les structures majeures du bassin sont positionné en couleur, escarpement de Malte (vert), AFS (rouge), IFS (bleu). L'échelle graphique est en kilomètres.....	130
Figure IV.3 : Trois sections A2B2-DYP3 provenant des modèles gravimétriques pour les trois cas de faible (haut), forte (bas) profondeurs de slab et du modèle de meilleur fit (milieu). Chaque section présente une coupe des différentes couches de densités utilisées pour la modélisation, avec la sismicité se produisant à moins de 20 km de la section et provenant du catalogue de l'INGV (voir partie IV-3). Associé à celle-ci, est présenté le résultat de la modélisation (courbe en tiret rouge) comparée à l'anomalie à l'air libre (bleu).....	133
Figure IV.4 : Trois sections GH provenant des modèles gravimétriques pour les trois cas de faible (haut), forte (bas) profondeurs de slab et du modèle de meilleur fit (milieu). Chaque section présente une coupe des différents couches de densités utilisées pour la modélisation, avec la sismicité se produisant à moins de 20 km de la section et provenant du catalogue de l'INGV (voir partie IV-3). Associé à celle-ci, est présenté le résultat de la modélisation (courbe en tiret rouge) comparée à l'anomalie à l'air libre (bleu).....	135
Figure IV.5 : Trois sections QR provenant des modèles gravimétriques pour les trois cas de faible (haut), forte (bas) profondeurs de slab et du modèle de meilleur fit (milieu). Chaque section présente une coupe des couches de densités utilisées pour la modélisation, avec la sismicité se produisant à moins de 20 km de la section et provenant du catalogue de l'INGV (voir partie IV-3). Associé à celle-ci, est présenté le résultat de la modélisation (courbe en tiret rouge) comparée à l'anomalie à l'air libre (bleu). Le long de cette section QR la profondeur du slab n'a pas été modifiée pour chacun des modèles et seule l'influence des modifications réalisées sur les sections plus au Nord est visible dans les anomalies gravimétriques.....	137
Figure IV.6 : Graphique de distribution des fréquences de magnitude présentant le \log_{10} de la fréquence d'apparition des séismes (ordonnées) en fonction de la magnitude (abscisses). Les données présentées ont été sélectionnées pour ne prendre en compte que les séismes se produisant le long de la marge Est-Sicilienne dans le catalogue de l'INGV. La droite bleue est tracée arbitrairement de façon à relier le maximum de points. On peut observer que le catalogue est complet pour la gamme de magnitudes de 3.0 à 4.0 et qu'il est incomplet pour les magnitudes de 2.0 à 3.0 et supérieures à 4.....	138
Figure IV.8 : Carte des hypocentres de séismes se produisant en Méditerranée centrale. Chaque point correspond à un séisme provenant des catalogues de l'USGS et de l'INGV combinés (voir texte pour plus de précisions sur les catalogues). Ces points sont colorés par rapport à leur profondeur et leur taille dépend de la magnitude du séisme. Les lignes E*F*, C1D1 et A1B1 sont les localisations des coupes de sismicité présentées par la suite, mais elles ne correspondent pas aux sections du modèle gravimétrique.....	139
Figure IV.9 : Carte des hypocentres de séismes possédant une $M \geq 4$ d'après les catalogues USGS et INGV (voir texte). Les points blancs positionnent les grandes villes de Sicile et de la Calabre. Ces points sont colorés par rapport à leur profondeur et leur taille dépend de la magnitude du séisme. Les lignes représentent les positions des structures majeures : escarpement de Malte (en vert foncé), AFS (rouge), IFS (bleu).....	141
Figure IV.10 : Coupes de la sismicité de la plaque plongeante (profil A1B1) et du mont Etna (C1D1). Ces coupes incluent les séismes se produisant à moins de 20 km de leur profils respectifs. Chaque point représente un séisme, qui est coloré en fonction de sa profondeur (même échelle de couleur que les cartes) et dont la taille dépend de la magnitude du séisme.....	142

Figure IV.11 : Carte des hypocentres de séismes se produisant le long de la mare Est-Sicilienne. Chaque point correspond à un séisme provenant des catalogues de l'USGS et de l'INGV combinés (voir texte pour plus de précisions sur les catalogues). Ces points sont colorés par rapport à leur profondeur et leur taille dépend de la magnitude du séisme. Les lignes représentent les positions des structures majeures : l'escarpement de Malte (vert foncé), AFS (rouge), IFS (bleu).....143

Figure IV.12 : Coupes de la sismicité le long des profils E1F1 à E3F3, transversales aux structures principales de l'escarpement de Malte (bathymétrie), AFS (localisé sous la ligne rouge) et l'IFS (bleu). Les hypocentres des séismes se produisant à moins de 10 km du profil sont localisés par des points dont le diamètre est fonction de la magnitude et la couleur de la profondeur de ces séismes.144

Figure IV.13 : Coupes de la sismicité le long des profils E4F4 à E6F6, avec AFS localisé sous la ligne rouge et l'IFS sous la bleu. Les hypocentres des séismes se produisant à moins de 10 km du profil sont localisés par des points dont le diamètre est fonction de la magnitude et la couleur de la profondeur de ces séismes.....145

Figure IV.14 : Carte des mécanismes au foyer dans le bassin Ionien. Les données proviennent de l'INGV, avec les catalogues TDMT (vert, 1976 à 2014) et Sismoweb (Noir, 1999 à 2011, profondeur < 70 km). Les grandes structures sont positionnées en Vert (EM), Rouge (AFS) et Bleu (IFS). La taille des mécanismes au foyer est fonction de la magnitude du séisme.....146

Figure IV.15 : Carte des mécanismes au foyer dans le bassin Ionien. Les données proviennent de l'INGV, avec les catalogues TDMT (vert) et Sismoweb (Noir). Les grandes structures sont positionnées en Vert (EM), Rouge (AFS) et Bleu (IFS). La taille des mécanismes au foyer est fonction de la magnitude du séisme.....147

Partie V: Discussion et interprétations.....150

Figure V.1 : Profil de sismique réflexion CIR-04 (localisé sur la Figure III.7) montrant le bassin allongé et ses sédiments syn-tectoniques.....151

Figure V.2 : modèle de vitesse produit à partir des données de sismique grand-angle sur le profil DY-P1, par modélisation directe des données OBS (points rouges numérotés). Les lignes noires sont les limites des couches du modèle, les lignes en pointillé sont les contours d'iso-vitesses toutes les 0.25 km/s. Les chiffres inscrits dans le modèle sont les vitesses en km/s. En dessous du profil, des profils en 1-D des vitesses/profondeurs (ou v-z) permettant d'observer les vitesses crustales uniquement (sans la pile sédimentaire) ; Les domaines grisés des graphiques représentent les profils v-z typiquement rencontrés en domaines continentales et océaniques (Christensen & Mooney, 1995 et White et al., 1992). Les domaines de manteaux serpentinisés sont représentés en transparence, en vert (Dean et al., 2000) et en bleu (Prada et al., 2014) pour la mer Tyrrhénienne (Figure d'après Dellong et al., 2018).....152

Figure V.3 : Carte de la limite entre les prismes interne et externe du lobe Ouest du prisme d'accrétion Calabrais. La partie jaunie et grisée représente la zone où s'étend la couche d'évaporites Messiniennes.....154

Figure V.4 : modèle de vitesse produit à partir des données de sismique grand-angle sur le profil DY-P3, par modélisation directe des données OBS (points rouges numérotés) et stations à terre (points oranges). Les lignes noires sont les limites des couches du modèle, les lignes en pointillé sont les contours d'iso-vitesses toutes les 0.25 km/s. Les chiffres inscrits dans le modèle sont les vitesses en km/s. En dessous du profil, des profils en 1-D des vitesses/profondeurs (ou v-z) permettant d'observer les vitesses crustales uniquement (sans la pile sédimentaire) ; Les domaines grisés des graphiques représentent les profils v-z typiquement rencontrés en domaines continental

et océanique (Christensen & Mooney, 1995 et White et al., 1992).(Figure d'après Dellong et al., 2018).....	157
Figure V.5 : Profil d'évolution des vitesses d'onde P en profondeur 1-D (v-z). Les enveloppes colorées représentent différents contextes géodynamiques : Jaune pour une croûte continentale de 20 km d'épaisseur (Christensen and Mooney, 1995) ; Bleu pour une croûte océanique venant de l'Atlantique (White et al., 1992) ; et vert pour du manteau exhumé venant de l'Ouest – Ibérie (Dean et al., 2000; Sallarès et al., 2013b). La figure provient de Prada et al., 2014.....	159
Figure V.6 : Comparaison de la structure profonde (modèles de vitesse, sismique grand-angle) de marges divergentes : A (Funck et al., 2004) et B (Biari et al., 2015) ; et de marges transformantes : C (inversion tomographique par Sallarès et al., 2011) et D (Greenroyd et al., 2008).....	163
Figure V.7 : Reconstructions paléogéographiques du bassin Ionien depuis le Messinien (figure modifiée d'après Gutscher et al., 2017).....	165
Figure V.8 : Représentation schématique en 3D de la propagation de la faille STEP et de l'ouverture du bassin asymétrique entre le Péloritain et la Calabre.....	169
Figure V.9 : Carte des mécanismes au foyer sur. Les données proviennent de l'INGV, avec les catalogues TDMT (vert) et Sismoweb (Noir). Les grandes structures sont positionnées en Vert (EM), Rouge (AFS) et Bleu (IFS). La taille des mécanismes au foyer est fonction de la magnitude du séisme. Les grosses flèches rouges représentent les vitesses horizontales acquises par des stations GPS (par rapport à la Nubie fixe) avec leur ellipse d'erreur à 95 % (Ventura et al., 2014).....	170
Figure V.10 : Vues 3D de l'anomalie à l'air libre mesurée au-dessus du modèle de densité (en haut à gauche). Réponse gravimétrique du modèle de référence (en haut à droite) et des modèles de faible (en bas à gauche) et de forte (en bas à droite) profondeurs du panneau plongeant.....	173
Figure V.11 : Représentation en 3D des trois profils DYP1, DYP3 et DYP4, dans différentes orientations.....	175
Figure V.12 : Figure 3D du croisement des profils DYP3 et DYP4.....	176
Figure V.13 : Photos de l'évolution et résultats du modèle analogique avec des vitesses différentielles des backstops. Étape 1 :raccourcissement de 60 cm par décollement basal (photos A = 0 cm de raccourcissement et C = 60cm de raccourcissement). Étape 2 : (Photos C à G) Avancée plus lointaine de la grande butée (avec le nombre de cm correspondant). Les lettres N (sur les figures E et F) font référence au nombre de chevauchements créés lors des deux étapes, les deux derniers étant les N et N+1.....	178
Figure V.14 : Photos de l'évolution et des résultats de la seconde expérience.....	179
Figure V.15 : Interprétation de la seconde modélisation analogique. Les valeurs en cm indique la distance de raccourcissement.....	181
Figure V.16 : Evolution structurale de la marge Est-Sicilienne. A : Ouverture du bassin et évolution au long terme de la marge le long du profil DYP1 et similaire sur le profil DYP3 avant l'étape 6. B : Evolution récente de la marge le long du profil DYP3.....	183
Figure V.17 : Trois hypothèses de propagation de la faille STEP dans le cadre de l'évolution structurale de la marge Est-Sicilienne le long du profil DYP3 depuis le Plio-Pléistocène.....	184
Figure V.18 : Carte de localisation des limites de plaques.....	185

Annexes

Liste des présentations orales et des posters organisés durant la thèse :

AGU 2016 : Présentation orale par David DELLONG :

Wide-angle seismic data from the East Sicily margin: Imaging the deep structure of a Tethyan transform margin and the modern Calabria subduction lateral slab tear.

David Dellong (1,2), Frauke Klingelhoefer (2), Heidrun Kopp (3), Marc-Andre Gutscher (1),

AGU 2017 : Présentation orale par Marc-André Gutscher

Crustal structure of the Ionian basin and eastern Sicily margin : results from a wide angle seismic survey and implication for the crustal nature and origin of the basin, and the recent tear fault location.

David Dellong (1,2), Frauke Klingelhoefer (2), Heidrun Kopp (3), David Graindorge (1), Lucia Margheriti (4), Milena Moretti (4), Marc-Andre Gutscher (1)

AGU 2018 : Présentation ou Poster par Frauke Klingelhoefer

Tectonic and seismic activity of deep structures imaged by wide-angle seismic forward Modelling in the Ionian basin (Central Mediterranean Sea).

EGU 2016 : Poster présenté par Marc-André Gutscher

Deformation of the Calabrian accretionary wedge and relative kinematics of the Calabrian and Peloritan backstops: Insights from multibeam bathymetry, high-resolution reflection and wide-angle seismics and analog Modelling

David Dellong (1,2), Marc-Andre Gutscher (1), Frauke Klingelhoefer (2), David Graindorge (1), Heidrun Kopp (3), Milena Moretti (4), Bruno Marsset (2), Bernard Mercier de Lepinay (5), Stephane Dominguez (6), and Jacques Malavieille (6)

EGU 2017 : Présentation PICO présentée par Marc-André Gutscher

Analog Modelling of the deformation and kinematics of the Calabrian accretionary wedge

David Dellong (1,2), Marc-Andre Gutscher (1), Frauke Klingelhofer (2), David Graindorge (1), Heidrun Kopp (3), Bernard Mercier de Lepinay (4), Stephane Dominguez (5), and Jacques Malavieille (5)

EGU 2018 (Vienne) : Poster présenté par David Dellong

Tectonic and seismic activity of deep structures imaged by wide-angle seismic forward Modelling in the Ionian basin (Central Mediterranean Sea).

David Dellong (1,2), Frauke Klingelhofer (2), Marc-Andre Gutscher (1), Shane Murphy (2), Heidrun Kopp (3), David Graindorge (1), Lucia Margheriti (4), and Milena Moretti (4)

Geomod 2016 (Montpellier) : Poster présenté par David Dellong

Deep Structure and Kinematics of the Calabria subduction (S Italy), its lateral tear fault and the Malta Escarpment from Wide-Angle seismic data and analog Modelling.

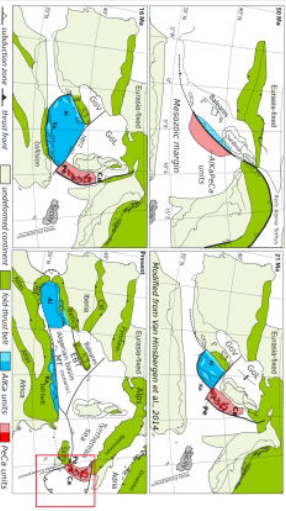
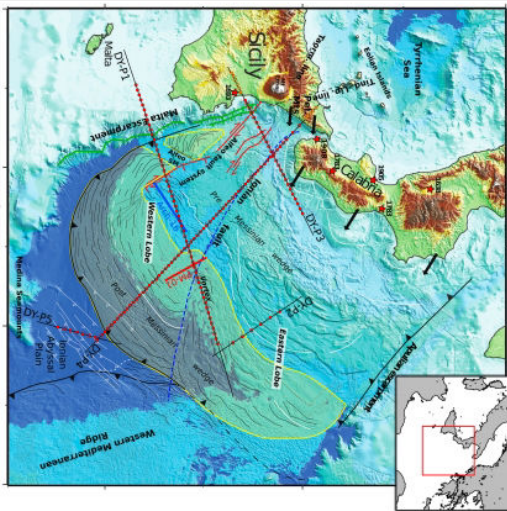
David Dellong (1,2), Marc-Andre Gutscher (1), Frauke Klingelhofer (2), Heidrun Kopp (3), Stephane Dominguez (4), and Jacques Malavieille (4)

50 years of plate tectonics (Paris Collège de France) : Poster présenté par David Dellong

Tectonic and seismic activity of deep structures, imaged by wide-angle seismic forward Modelling in the Ionian basin (Central Mediterranean Sea).

David Dellong (1,2), Frauke Klingelhofer (2), Marc-Andre Gutscher (1), Shane Murphy (2), Heidrun Kopp (3), David Graindorge (1), Lucia Margheriti (4), Milena Moretti (4)

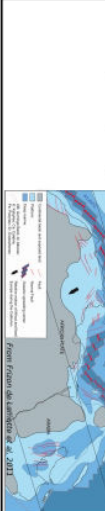
Introduction



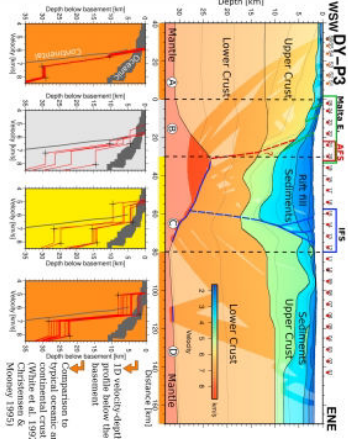
Study area
 - Ionian Basin in the central Mediterranean domain
 - Subduction zone dipping NW below Peloritan and Calabrian continental blocks

Three main questions

- Location of the Tear fault ?
- Malta Escarpment
- Alfeo Fault System (AFS)
- Ionian Fault System (IFS)
- Nature of the Crust ?
- Thinned continental crust
- Oceanic crust, inherited from the early mesozoic Neo-Tethys
- EW divergent opening
- N-S transform opening



Results: Velocity models



- 3D Gravity anomaly modeling**
- Using the 2D velocity models converted into density (Ludwig, Nafe & Drake, 1970).
 - Deep structures and geometry of other areas from other studies.
 - The model is 100 km deep and extended on each direction by 1000 km to avoid side-effects.
 - Fourteen 2D profiles extrapolated in 3D by the IGMAS+ software.
 - Parameters are density of each layers and their geometry along the each profiles.
 - 3D Gravity Anomaly calculation
 - Comparison to free air gravity anomaly WGM-2012

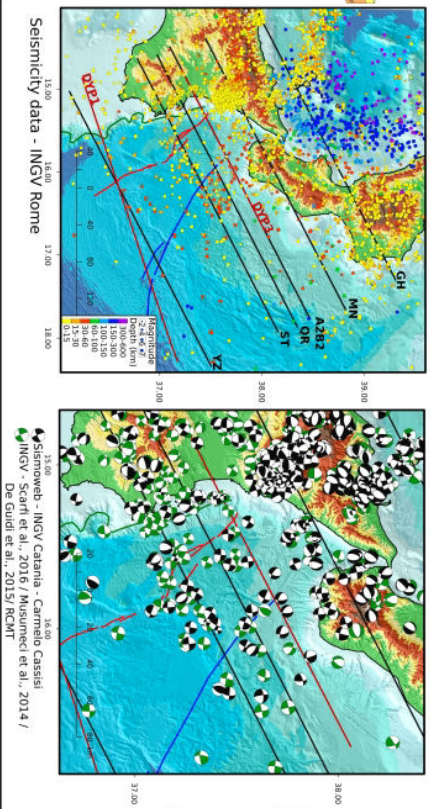
First conclusions

Malta Escarpment is an Abrupt crustal thinning zone
 Very thin crust (6-8 km) with high velocities
 Crustal transition zone at the AFS
 Probable location of the Tear fault is the AFS
 Oceanic Crust, maybe intruded by serpentine
 Probable transform origin

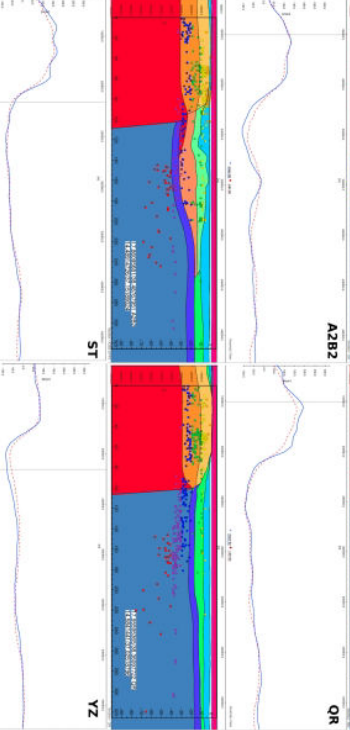
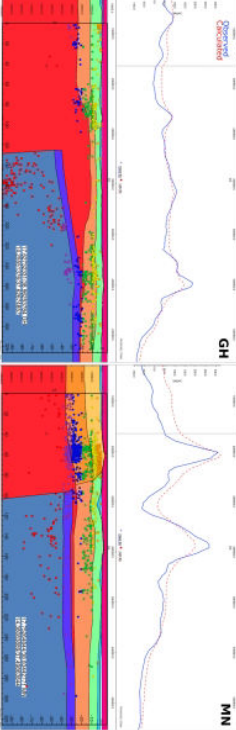
New question raised
 Where is the slab on the DYP3 profile ?

Seismicity observations

- Seismicity of the downgoing slab show its spatial limits.
- Seismicity is not distributed precisely along the three main structures offshore Sicily.
- Maybe related to the difficult relocation of the events occurring at sea.



Conclusions & Perspectives



Conclusions & Perspectives

- Along the DYP3 profile, the oceanic slab should be found right below the Calabrian continental block
- Need more constraints

References

Barrera, G., Brana, S., & Molino, C. (2018). Three-dimensional modeling of Mount Etna volcano volume assessment. Trend of eruption rates and geodynamic significance. *Tectonics*.

Bellomo, D., and G. Molino, C., Kopp, H., Grandorge, D., Margheriti, L., Moreti, M., & Gutscher, M. A. (2018). Crustal structure of the Calabria-Malta Escarpment: Constraints from wide-angle seismic survey. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

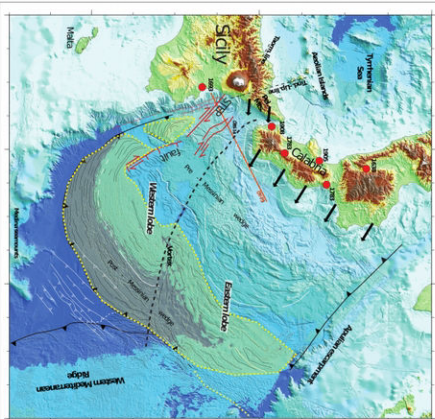
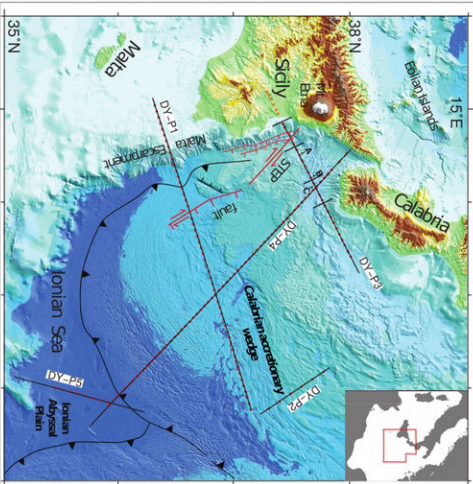
Gruppo Analisi Dati Sismici. 2018. Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (1990-2018). INGV, Catania <http://istisnoweb.it/ingv/it/tema/tema.asp?mapa=st/ct/ctol/ctol.asp>

Ludwig, J. W., M. A. Hall, J. E. Drake, C. L., 1970. Seismic refraction. The Sea. Maxwell A. E., 4. 251-49. Wiley, New York.

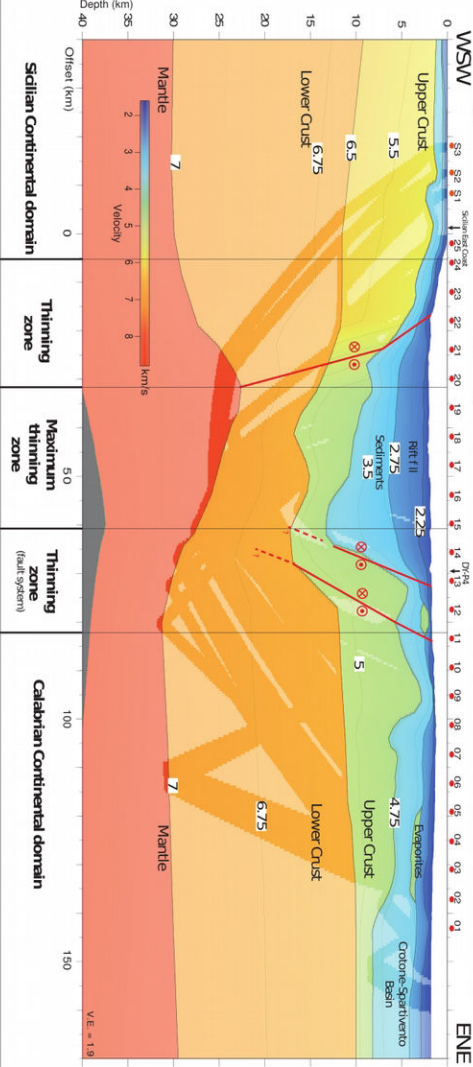
Moreti, M., Margheriti, L., Molino, C., & Brana, S. (2017). The Calabrian Arc: three-dimensional modeling of the subduction interface. *Scientific Reports*, 11, 8887.

Preda, M., Sallares, V., Barrero, C. R., Wendell, M. G., Gesevanev, I., Zhelelina, N., & de Franco, R. (2015). The complex 3-D transition from continental crust to backarc magmatism and extended mantle in the Central Tyrrhenian basin. *Geophysical Journal International*, 203 (1), 63-78.

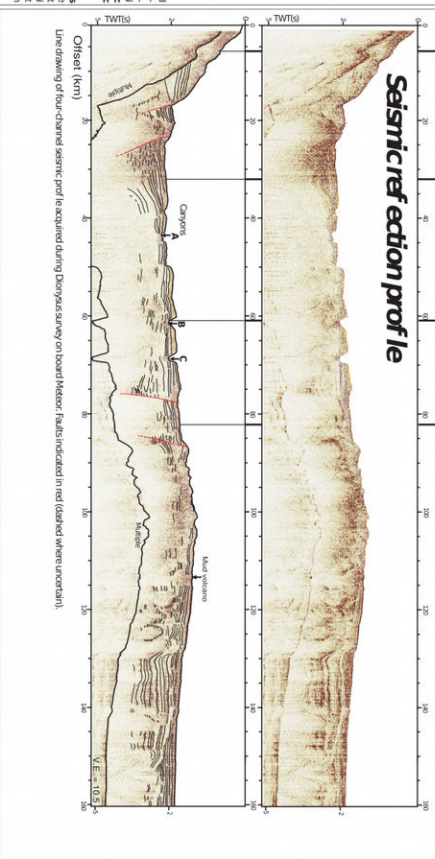
Introduction, bathymetry, GPS



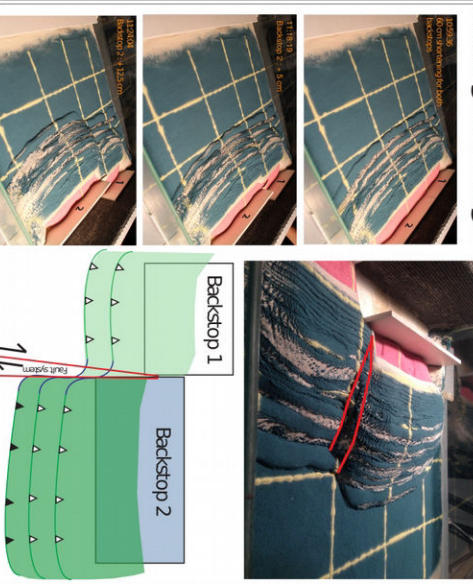
Wide-angle seismic modelling on profile DYP3



Introduction
 The Calabrian accretionary wedge can be described in an unprecedented detail through its morphology thanks to high resolution swath bathymetric data. This study aims at understanding the kinematics of the accretionary wedge on the basis of the off-ridge tectonics of the internal tectonic zones, the Peloritan accretionary wedge, and the external accretionary wedge. The Peloritan accretionary wedge is the northern part of the accretionary wedge. It is bounded by the Peloritan backstop to the north and the Calabrian accretionary wedge to the south. The Peloritan backstop is a major tectonic structure that separates the Peloritan domain from the Peloritan domain.



Analog modelling



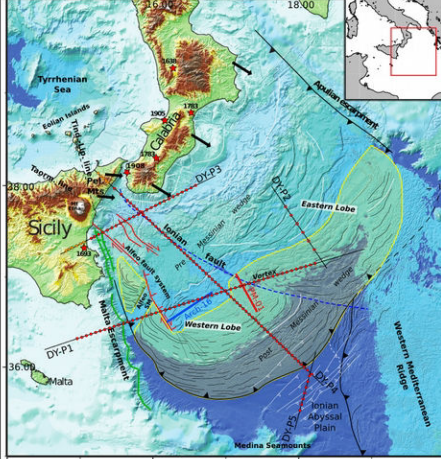
Conclusions:

It has been suggested that the two lobes formed due to off-ensial movement of the Calabrian and Peloritan backstops (Ponzo et al. 2011). The authors of the study identify a major fault system between the two lobes, on the basis of bathymetric and seismic data. It is described as a shear zone that accommodates the basal movement between the two lobes.
 The wide-angle seismic data from the DYP3 survey on board Meteor (July 2014) modelled and shown here, reveal a 5-10 km deep asymmetric rift underlain by the crust (12 km thickness). The rift is bounded by two fault zones with opposite normal kinematics. However, given the risk of extensional faults, the western fault zone on the eastern side may not be the main extensional fault. The eastern fault zone and the western fault zone corresponds to the northern portion of the basal fault separating the two lobes of the accretionary wedge, as described by Ponzo et al. in present tectonics.
 However, the high-resolution bathymetric data compilation shown at left shows structural formation resembling a vortex at the junction of the two lobes and the Pre- and Post-Mesozoic wedges. Unravels within this structure clearly show counterclockwise rotation indicating a shear sense of motion between the two lobes of the accretionary wedge.

References

Caracciolo, A., Dominguez, S., Mercier de Lepinay, B., Bernini, L., Colucci, F., Babonneau, M., Camano, A., Jaffroy, V., Banno, G., Micallef, A., and Fourn, H., 2016. Reconstruction of the active tectonic evolution of the Calabrian accretionary wedge from 20 Myr to the present. *Journal of Geophysical Research*, 121, no. 17, pp. 11,991-12,014.
 Grandorge, D., Gutschker, M., Dellong, D., Klingelhoefer, F., Kopp, H., Marsset, B., and Mercier de Lepinay, B., 2015. The Calabrian accretionary wedge: A tectonic and bathymetric overview. *Journal of Geophysical Research*, 120, no. 17, pp. 11,991-12,014.
 Grandorge, D., Gutschker, M., Dellong, D., Klingelhoefer, F., Kopp, H., Marsset, B., and Mercier de Lepinay, B., 2015. The Calabrian accretionary wedge: A tectonic and bathymetric overview. *Journal of Geophysical Research*, 120, no. 17, pp. 11,991-12,014.
 Grandorge, D., Gutschker, M., Dellong, D., Klingelhoefer, F., Kopp, H., Marsset, B., and Mercier de Lepinay, B., 2015. The Calabrian accretionary wedge: A tectonic and bathymetric overview. *Journal of Geophysical Research*, 120, no. 17, pp. 11,991-12,014.
 Grandorge, D., Gutschker, M., Dellong, D., Klingelhoefer, F., Kopp, H., Marsset, B., and Mercier de Lepinay, B., 2015. The Calabrian accretionary wedge: A tectonic and bathymetric overview. *Journal of Geophysical Research*, 120, no. 17, pp. 11,991-12,014.

Introduction

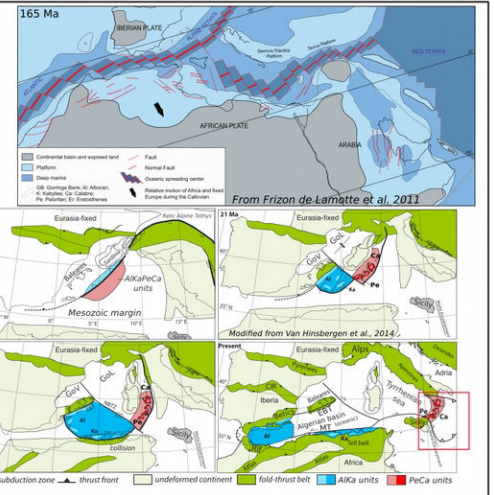


Study Area

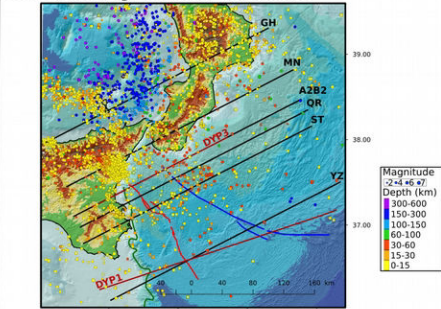
- Ionian Basin in the central Mediterranean domain
- Subduction zone dipping NW below Peloritian and Calabrian continental blocks

Three main questions

- Location of the Tear fault ?**
 - Malta Escarpment
 - Alfeo Fault System (AFS)
 - Ionian Fault System (IFS)
- Nature of the Crust ?**
 - Thinned continental crust
 - Oceanic crust, inherited from the early mesozoic Neo-Tethys
- Origin of the Basin and Geometry of rifting ?**
 - E-W divergent opening
 - N-S transform opening

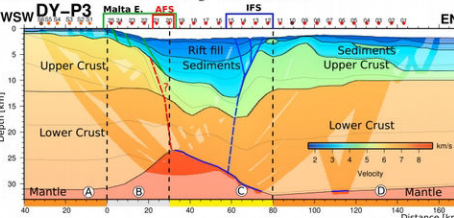


Seismicity observations



- Seismicity of the downgoing slab show its spatial limits.
 - Seismicity is not distributed precisely along the three main structures offshore Sicily.
 - Maybe related to the difficult relocation of the events occurring at sea.
- Sismoweb - INGV Catania - Carmelo Cassisi
INGV - Scarfi et al., 2016 / Musumeci et al., 2014 / De Guidi et al., 2015/RCMT

Results: Velocity models



- 1D velocity-depth profile below the basement
- Comparison to typical oceanic and continental crust (White et al. 1992 / Christensen & Mooney 1995)

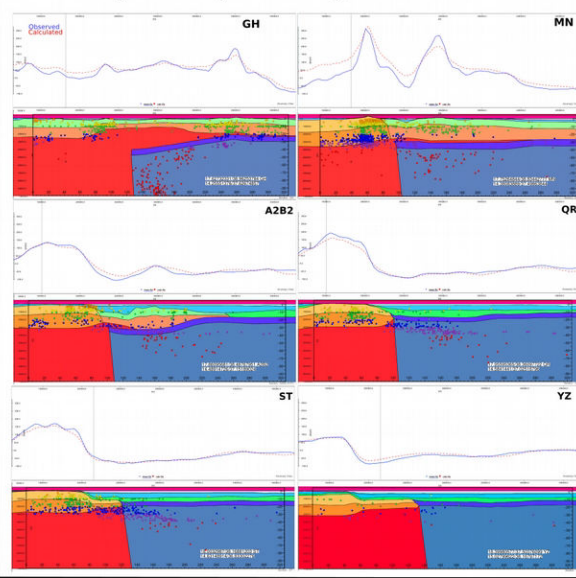
First conclusions

- Malta Escarpment is an Abrupt crustal thinning zone
- Very thin crust (6-8 km) with high velocities
- Crustal transition zone at the AFS
- Probable location of the Tear fault is the AFS
- Oceanic Crust, maybe intruded by serpentine
- Probable transform origin

New question raised

- Where is the slab on the DYP3 profile ?
- What is the southern extension of the Calabrian backstop ?

3D Gravity anomaly modeling



- Using the 2D velocity models converted into density (Ludwig, Nafe & Drake, 1970).
- Deep structures and geometry of other areas from other studies.
- The model is 100 km deep and extended in each direction by 1000 km to avoid side-effects.
- Fourteen 2D profiles extrapolated in 3D by the IGMAS+ software.
- Parameters are density of each layers and their geometry along each profiles.

Name	Density (g/cm ³)
Crust-Calabrian	2.88
Crust-Oceanic	2.8
Crust-Sicily	2.87
Fast-sea	2.48
Mantle	3.33
Mantle-Oceanic	3.35
Mantle-arc	3.22
Sediments	2.2
Top	2.0
Upper-Crust-Calabrian	2.98
Upper-Crust-Sicily	2.83
Water	1.0
reference	3.33

- 3D Gravity Anomaly calculation
- Comparison to free air gravity anomaly WGM-2012

Conclusions & Perspectives

- The 3D gravity model need to be improved
- Need more constraints
- Along the DYP3 profile, the oceanic slab should be found right below the Calabrian continental block

References

Barrois, G., Brunet, S., & Monaco, C. (2018). Three-dimensional modeling of Mount Etna volcano: volume assessment, trend of eruption rates and geodynamic significance. *Tectonics*.

Dellong, D., Klingelhoefer, F., Kopp, H., Graindorge, D., Margheriti, L., Moretti, M., ... & Gutscher, M. A. (2018). Crustal structure of the Ionian basin and eastern Sicily margin: results from a wide-angle seismic survey. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.

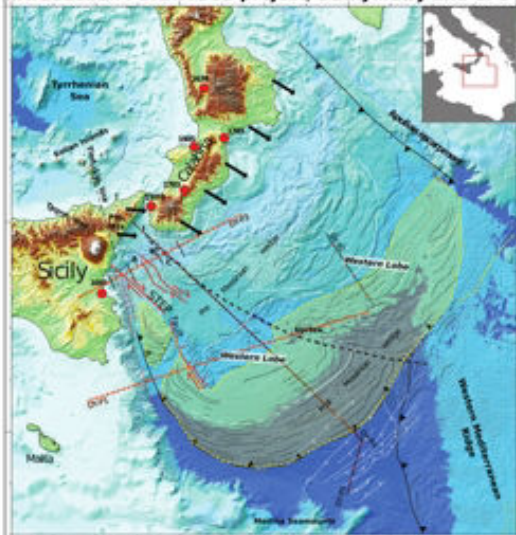
Gruppo Analisti Dati Sismici. 2018. Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (1999-2018). INGV, Catania http://sismoweb.ct.ingv.it/maps/eq_maps/sicily/catalogue.php

Ludwig, J. W., Nafe, J. E., Drake, C. L., 1970. Seismic refraction, The Sea. Maxwell A. E., 4.53-84. Wiley, New York.

Maesano, F. E., Tiberti, M. M., & Basili, R. (2017). The Calabrian arc: three-dimensional modelling of the subduction interface. *Scientific reports*, 7(1), 8887.

Prada, M., Sallares, V., Ranero, C. R., Vendrell, M. G., Grovemeyer, I., Zitellini, N., & de Franco, R. (2015). The complex 3-D transition from continental crust to backarc magmatism and exhumed mantle in the Central Tyrrhenian basin. *Geophysical Journal International*, 203(1), 63-78.

Introduction : DIONYSUS project, Bathymetry and GPS

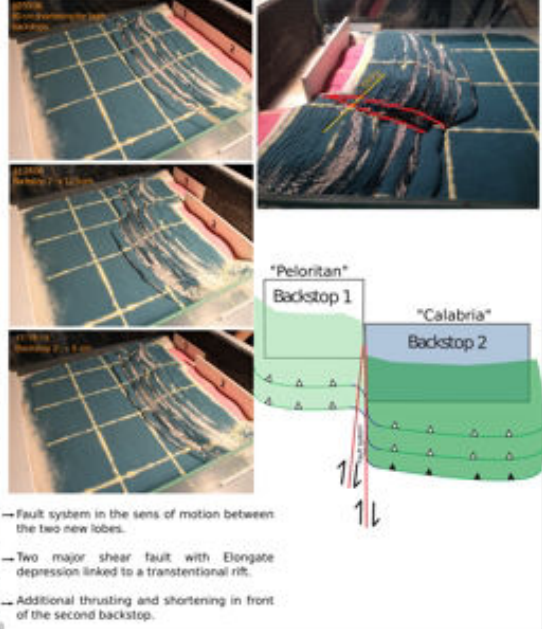


The Calabria accretionary wedge can be described in an unprecedented detail, through his morphology thanks to high resolution swath bathymetry. It is constituted of two lobes (Eastern and Western). The accretionary wedge can also be divided into an internal and an external portion on the basis of the differing rheologies of the internal clastic pre-Messinian accretionary wedge, and the external evaporitic post-Messinian accretionary wedge.

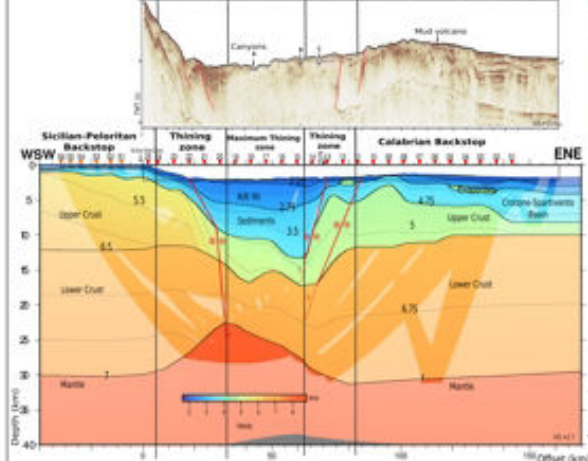
Different hypotheses have been proposed for the origin of the two lobes (Eastern and Western). One of them implies a differential movement of the two backstops of the accretionary wedge that are the Peloritani (North-East Sicily) and the Calabrian backstops (Polonia et al. 2011). This differential movement still exists today and can be measured by GPS stations (Palano et al. 2012) and show that the Calabria advances more rapidly to the SE than the Peloritani domain.

GPS velocities from Palano et al. 2012: Fast Hyblean Malta block.

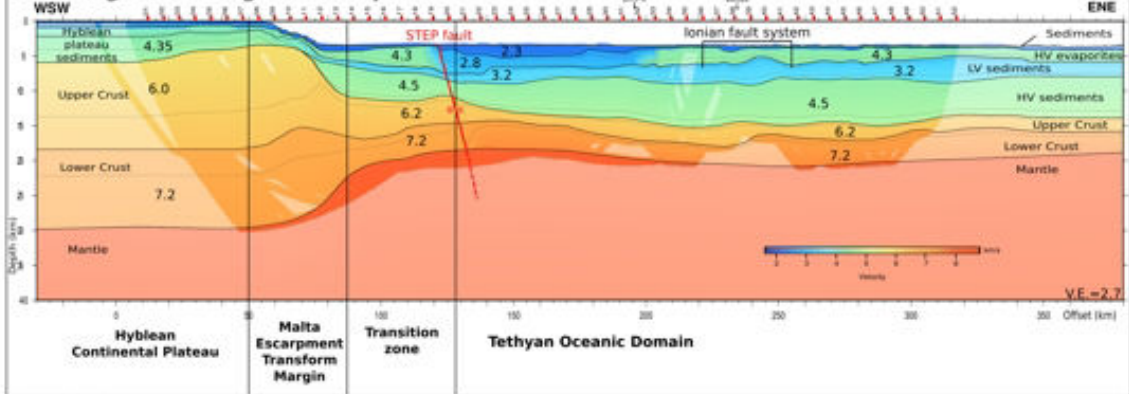
Analog Modeling



Wide-Angle modeling on DY-P3 profile



Wide-Angle modeling on DY-P1 profile



Conclusions

The relative movements between the Peloritani and the Calabrian backstops (where Calabria advances further to south-east and is linked to the Messina straits opening) can be the origin of the two lobes formation in the Calabrian accretionary wedge as seen in the analog modeling results.

Also we observe similar features as the one in the bathymetric map, that develop between the two lobes, such as the Ionian fault system in the inner wedge, but there are major differences in the outer wedge and it seems to work in a different manner.

In comparison with the wide-angle model DY-P3, we can link the two major faults of the analog model with the one observed in the velocity model. These faults seem to affect the crust underneath the deep sediment basin.

Wide-angle modeling allow us to set the location of the STEP fault on the profile DY-P1 and is related to an elongate basin in the bathymetric map. On the northern parallel profile (DY-P3) this STEP is probably above the Malta-Escarpment structures and we cannot get a precise location.

Also the velocity model on the DY-P1 profile in the Ionian basin provides thicknesses and velocity gradient in the crust that are similar to ones encountered in the typical oceanic domains. The Ionian basin crust is oceanic and must have a Tethyan origin.

These velocity models also show a major structure beneath the Malta Escarpment on both profiles. We interpret this structure as an ancient (180 Ma) transform margin that was likely the origin of the Ionian basin.

References

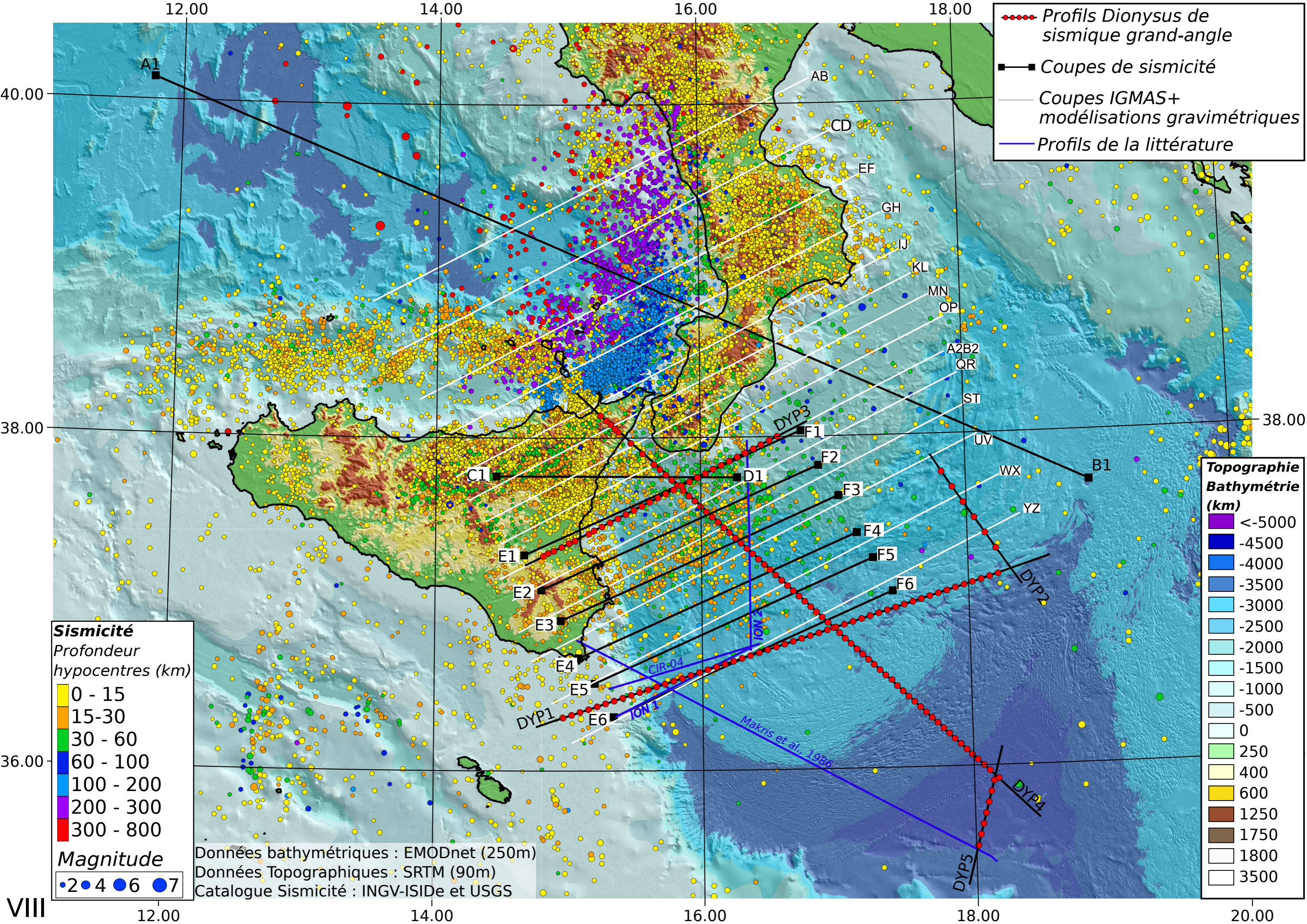
Gutscher, M.-A., Dominguez, S., de Lapinay, B.M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., Le Fau, Y., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., 2016. Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea): SLAB TEAR OFFSHORE SICILY. *Tectonics* 35, 39-54. doi:10.1002/2015TC003898

Palano, M., L. Ferranti, C. Monaco, M. Mattia, M. Aloisi, V. Bruno, F. Cannavò, and G. Siligato. "GPS Velocity and Strain Fields in Sicily and Southern Calabria, Italy: Updated Geodetic Constraints on Tectonic Block Interaction in the Central Mediterranean: GPS VELOCITY/STRAIN IN SOUTH ITALY." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117, no. 07 (July 2012): n/a - n/a. doi:10.1029/2012JB009254.

Polonia, A., L. Torelli, F. Mussoni, L. Gasperini, A. Artoni, and D. Klaeschen. "The Calabrian Arc Subduction Complex in the Ionian Sea: Regional Architecture, Active Deformation, and Seismic Hazard: THE CALABRIAN ARC SUBDUCTION COMPLEX." *Tectonics* 30, no. 3 (October 2011): n/a - n/a. doi:10.1029/2010TC002821.

Bathymetric Data :

Meteor : M111 (DIONYSUS with H. Kopp, M.A. Gutscher), M112 (G. Bohrmann) and M06 (S. Krastel) ; PourquiPas ; MocoSed (S. Zaragosi, T. Garlan) ; Sorot ; ORCEE (M.A. Gutscher) SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) ; Transit and Ionian Survey(T. Garlan).



●●●● *Profils Dionysus de sismique grand-angle*
 Coupes de sismicité
 Coupes IGMAS+ modélisations gravimétriques
 Profils de la littérature

Sismicité
Profondeur hypocentres (km)
 0 - 15
 15-30
 30 - 60
 60 - 100
 100 - 200
 200 - 300
 300 - 800
Magnitude
● 2 ● 4 ● 6 ● 7

Données bathymétriques : EMODnet (250m)
 Données Topographiques : SRTM (90m)
 Catalogue Sismicité : INGV-ISIDe et USGS

Topographie Bathymétrie (km)
 <-5000
 -4500
 -4000
 -3500
 -3000
 -2500
 -2000
 -1500
 -1000
 -500
 0
 250
 400
 600
 1250
 1750
 1800
 3500

Strike-Slip Faulting in the Calabrian Accretionary Wedge: Using Analog Modeling to Test the Kinematic Boundary Conditions of Geodynamic Models

Marc-André Gutscher^{*}, David Dellong^{*,†}, Stéphane Dominguez[‡], Jacques Malavieille[‡], David Graindorge^{*},
Frauke Klingelhofer[†]

^{*}Ocean Geosciences Laboratory, Univ. Brest/CNRS, Plouzané, France [†]Ifremer, Marine Geosciences-EDROME, Plouzané, France [‡]Geosciences Montpellier, Univ. Montpellier, Montpellier, France

OUTLINE

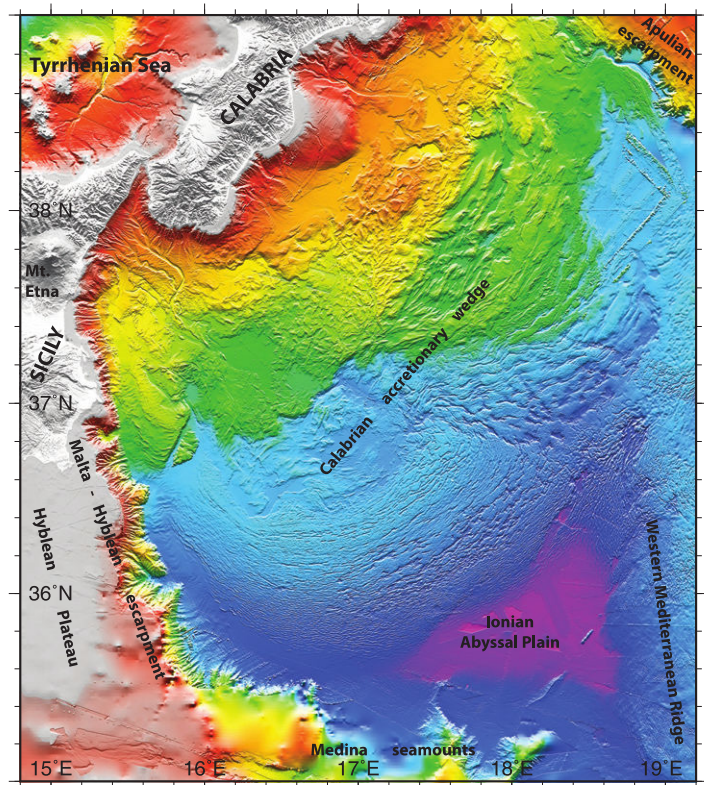
1 Introduction/Geodynamic Setting	321	4 Conclusions	334
2 Analog Modeling	324	Acknowledgments	334
3 Discussion	329	References	334

1 INTRODUCTION/GEODYNAMIC SETTING

Southern Italy has been shaped by the subduction and rollback of the NW dipping Tyrrhenian-Calabrian subduction zone since the Oligocene (Faccenna et al., 2001, 2004;

Rosenbaum et al., 2008). This portion of the Eurasia-Africa plate boundary is marked by moderate to strong instrumental seismicity ($3 \leq \text{magn.} \leq 6$) and is also the site of highly destructive historical earthquakes (Jenny et al., 2006), most notably Messina 1908 M7.2 (Billi et al., 2010; Aloisi et al., 2013) and Catania 1693 M7.5 earthquakes (Piatenesi and Tinti, 1998; Gutscher et al., 2006). The current geography of the Ionian Sea (Fig. 1) is dominated by two large accretionary complexes: the western extremity of the Western Mediterranean Ridge (formed by the NE dipping Hellenic subduction) and the Calabrian accretionary wedge, related to the NW dipping Calabrian-Tyrrhenian subduction (Cernobori et al., 1996; Minelli and Faccenna, 2010; Polonia et al., 2011; Gallais et al., 2012). The junction between these two accretionary systems is complex and not well understood, and terminates to the north along the primarily dextral Kefalonia Fault (Chamot-Rooke et al., 2005; Rabaute and Chamot-Rooke, 2007; Perouse et al., 2016). The Ionian Sea is bounded by the Apulian Escarpment to the northeast, by the Calabrian (Variscan) basement block to the north, by the Malta-Hyblean Escarpment to the west, and by the Medina Seamounts to the south (Figs. 1 and 2). There is a general consensus that the Calabrian subduction retreated to its current position since the Miocene, thereby opening the Tyrrhenian Sea as a backarc basin (Faccenna et al., 2004; Rosenbaum et al., 2008). There is further agreement that this slab retreat must be accommodated by a major lithospheric scale tear fault along its southwestern edge (Gvirtzman and Nur, 1999; Govers and Wortel, 2005), sometimes termed as Subduction Tear

FIG. 1 Color shaded hill relief multibeam bathymetric compilation and topography (60m grid) with an artificial illumination from the north (Gutscher et al., 2017).



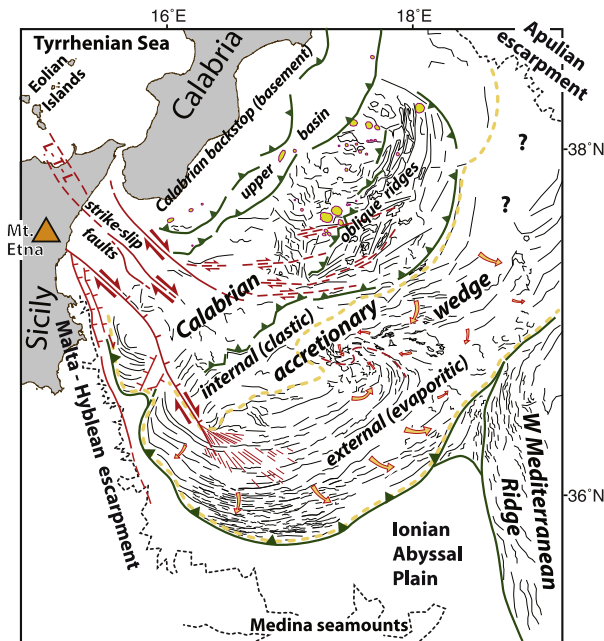


FIG. 2 Simplified morpho-tectonic of the same region as shown in Fig. 1. Yellow dashed lines show the estimated extent of the evaporitic (post-Messinian) wedge. Major strike-slip and normal faults shown in red lines (dashed where trace is uncertain). Thrust faults (shown in green) are present at the deformation front of the accretionary wedge, as well as within internal boundaries. L-T-L, Lipari-Tindari-Line; orange arrows, flow directions in the evaporitic wedge; yellow patches, mud volcanoes.

Edge Propagator (STEP) fault, by the latter authors. However, there is widespread disagreement on the exact position of the lateral slab tear fault, and more specifically its surface expression. In the past two decades there have been almost as many different propositions as there are authors (Nicolich et al., 2000; Argnani and Bonazzi, 2005; Govers and Wortel, 2005; Argnani, 2009; Polonia et al., 2011, 2016; Argnani et al., 2012; Gallais et al., 2013; Orecchio et al., 2014; Barreca et al., 2016; Gutscher et al., 2016, 2017). Recent studies using satellite geodesy (Global Positioning System—GPS) have shown significant displacement, of the order of 3–5 mm/year, of the Calabrian block with respect to neighboring Apulia (to the east) or Hyblea (to the SW) suggesting ongoing shortening in the forearc (accretionary wedge domain) (Serpelloni et al., 2010; D’Agostino et al., 2011; Palano et al., 2012, 2015). These authors have attributed most of this motion to the Calabria subduction zone and to the SE-directed rollback of the Calabria-Peloritan block, although there is some uncertainty about the movement of the Peloritan block (NE corner of Sicily), with some authors considering it is moving more slowly, or has possibly stopped completely (Polonia et al., 2011, 2016). Recent multichannel seismic surveys and multibeam bathymetric surveys have imaged folding and thrusting in the accretionary wedge, as well as a network of active strike-slip faults in the Ionian Sea (Fig. 2) (Gutscher et al., 2016, 2017). These strike-slip faults are candidates for the surface expression of the lateral slab tear fault. The objective of this study is to use analog modeling to investigate shearing within an experimental thrust wedge using different boundary conditions and thus to test the predictions of two geodynamic models for the Calabrian wedge, regarding the location and kinematics of the lateral slab tear fault and its impact on the tectonics of the accretionary wedge (Fig. 3).

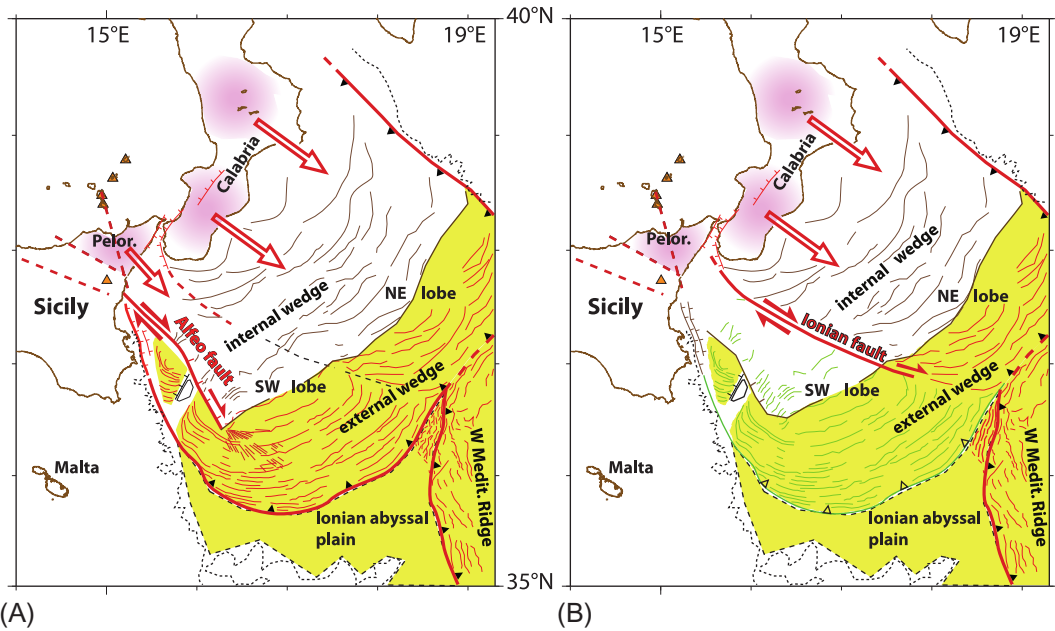


FIG. 3 Two proposed kinematic models for the surface expression of the tear fault: (A) a major dextral strike-slip fault along the Alfeo Fault (Gutscher et al., 2016, 2017) and (B) a major dextral strike-slip fault along the Ionian Fault, the limit between the two lobes (Polonia et al., 2011, 2016). Major active fault is labeled in red (general layout of the figure modified after Gutscher et al., 2016). Pink regions outline the Variscan basement of the Peloritan (NE corner of Sicily labeled Pelor.) and Calabria, which have migrated to the SE in response to slab rollback, with this movement is indicated schematically by thick red arrows. Red faults (thick lines) and red lineaments (fine lines) are interpreted to be active, green lineaments are considered to be inactive, while brown lineaments (in the internal wedge) are thought to be less active. Thrust teeth at the deformation front are filled (black) if considered active and unfilled if considered inactive. The internal (clastic) portion of the Calabrian accretionary wedge is shown in white and the external (evaporitic) portion of the accretionary wedge is shown in yellow.

2 ANALOG MODELING

Analog modeling using granular materials has long been used to study the mechanics and internal deformation of fold-and-thrust belts and accretionary wedges in response to a variety of internal and external boundary conditions (Davis et al., 1983; Malavielle, 1984; Gutscher et al., 1996, 1998, 2009; Dominguez et al., 1998, 2000). For an extensive recent review refer to Graveleau et al. (2012). One of the primary characteristics of the Calabrian arc and accretionary wedge is its arcuate geometry. Earlier modeling studies using rigid, rectangular shaped, indenter-backstops (Zweigel, 1998; Crespo-Blanc and Gonzales-Sanchez, 2005) and rigid, semicircular/rounded, indenter-backstops (Crespo-Blanc and Gonzales-Sanchez, 2005; Gutscher et al., 2009) were able to generate arcuate thrust wedges after the accretion of several thrust slices. For the two experiments described below a rigid, rectangular shaped, indenter-backstop geometry was chosen.

Several earlier analog modeling studies have addressed the topic of shearing of accretionary wedges, either along the internal boundaries (Calassou et al., 1993; Reiter et al., 2011) or

along the lateral boundaries (Zweigel, 1998). In some cases this was produced by sharp lateral changes in the basal friction (Calassou et al., 1993), or a fixed, step-like offset in the backstop geometry (Calassou et al., 1993). A more recent study explored the effect of two rigid indenters advancing at different speeds and producing a differential shear zone in front of the limit of these two domains (Reiter et al., 2011). All of these configurations produce a forward shift in the position of a portion of the deformation front and differing degrees of internal shearing within the model wedge.

We performed analog modeling using granular materials in the laboratory of Geosciences Montpellier with an experimental setup designed to represent key elements of the Calabrian geodynamic setting. In the first experiment we investigate internal shearing of the accretionary wedge, proposed by some authors to be caused by a lithospheric scale tear fault (Polonia et al., 2011, 2016). We simulate the relative movement of the Calabrian and Peloritan crustal blocks (Palano et al., 2012), by a two-part mobile backstop, a larger 40 cm wide backstop (B) and a smaller 24 cm wide backstop (A) (Fig. 4). The objective is to test whether the differential advance of the two backstops can reproduce the deformation pattern predicted by published tectonic models for the Calabrian accretionary wedge (Fig. 3). The model results will then be compared to morphostructural observations from the Ionian Sea (Fig. 1).

In the first experiment, the incoming sediment accreted against these backstops is modeled using a 2-cm sand layer (well-sorted eolian quartz sand, 150 μm in diameter) overlaying a 1-mm layer of glass microbeads, on top of a mylar film (Fig. 5A). The apparatus is a three-dimensional (3D) table, with no contact between the sand layer and the lateral glass side walls (Fig. 5A) in order to eliminate the edge effects. In this experiment the sand layer is homogeneous and we do not attempt to specifically model the viscoelastic behavior of the external (evaporitic) Calabrian wedge, but rather focus on the internal shearing of the wedge as the

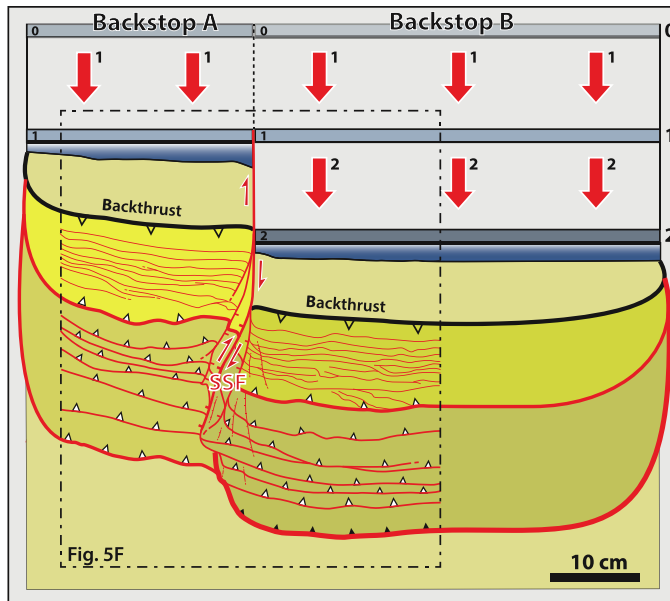


FIG. 4 Model setup and imposed kinematics: two separate backstops (A and B), smaller one stops, larger one (B) advances further. Sand thickness = 2 cm. There are no lateral sidewalls. The differential backstops advance is suggested (red arrows, stages 1 and 2).

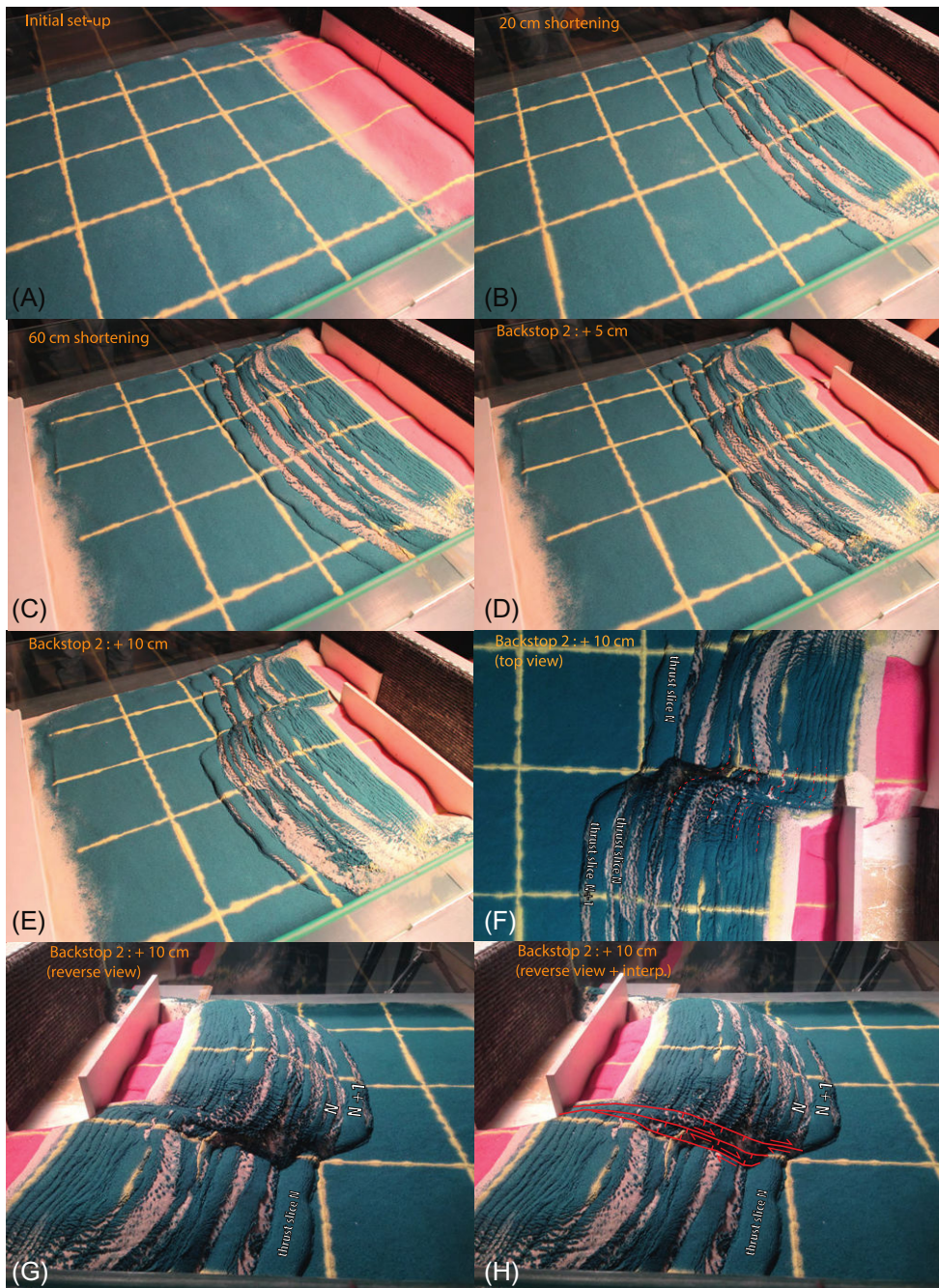


FIG. 5 Analog model experiment #1, featuring a two-part mobile backstop. The sand layer thickness is 2 cm, and rests on a mobile mylar film. (A–C) construction of a symmetric accretionary wedge (with amounts of convergence shown) by pulling the mylar film under the two-part backstop, (D, E) the 40-cm wide backstop is pushed manually, by the amounts shown, and (F, G) top and reverse views, with some curved lineaments highlighted in (F) and a schematic interpretation of a transtensional rift zone in (H). Note that the clockwise curvature of the lineaments is consistent with dextral shear.

result of independently moving backstops. In the first phase of the experiment, 60 cm of shortening (convergence) were obtained by pulling the mylar film beneath the two fixed backstops (Fig. 5A–C). This produces a series of imbricate thrusts, developing into a symmetrical and arcuate thrust wedge, with a regular shallow taper, appropriate for this moderate basal friction (Gutscher et al., 1998, 2009). During the second phase of the experiment the larger mobile backstop B is advanced manually by small increments, while the smaller backstop A remains fixed (Fig. 5D and E), in order to simulate a continued advance of the Calabrian basement block (Fig. 4B). After 5 cm of advance for the mobile backstop, there is no visible impact at the deformation front (Fig. 5D), with all the additional shortening absorbed within the larger portion of the model thrust wedge (lower part of the image). After 10 cm of additional shortening a new imbricate thrust slice appears and the deformation front of the larger wedge has now advanced further, producing a noticeable (roughly 5 cm) offset in the position of the deformation front. Several views of the final stage, after the 10 cm additional advance of the larger mobile backstop, are shown with and without interpretations (Fig. 5F–H). The top view (Fig. 5F) clearly shows curved lineaments (thin red lines), the kinematic expression of the dextral shear zone connecting the 10 cm offset of the backstops to the 5 cm offset of the deformation front. Finally, the reverse oblique views (Fig. 5G and H) show a zone of relative thinning, through transtension and some normal faulting within this dextral shear zone. It is also worth noting that the portion of the accretionary wedge in front of the larger, more advanced backstop B is thicker, and thus topographically higher, than the adjacent portion of the wedge in front of the smaller and immobile backstop A (Fig. 5G and H).

The second experiment was designed to investigate the interaction between the internal (clastic) portion of the Calabrian accretionary wedge and the external (evaporitic) post-Messinian wedge. For this experiment a rigid, rectangular backstop geometry was chosen and a neowedge of granular material (red colored sand) was built on top of the flat, rigid portion to minimize any peculiar effects caused by the thin horizontal backstop plate. A 40-cm long, 70-cm wide, and 2.5-cm-thick layer of homogeneous sand (green colored sand in Fig. 6) is deposited in front of the backstop (above a mylar film). In front of this (further away from the backstop) we laid down a 1-cm-thick layer of silicone across the same 70 cm width and over a length of 75 cm (Fig. 7A). On top of the silicone a 1.5-cm-thick layer of homogeneous sand was deposited (colored yellow in Fig. 6). A small undeformable rectangular block is located at the edge of the sand-silicone domain (Figs. 6A and 7A) and represents the Alfeo Seamount, a small continental block capped by platform carbonates and known to contain no Messinian evaporites from seismic reflection images (Gutscher et al., 2016). After 20 cm of shortening three imbricate thrusts have formed in the internal frictional (green sand) domain (Fig. 6B), which for the layer thickness of 2.5 cm, represents a thrust spacing of about $3 \times$ the layer thickness, a typical value for intermediate- to low-basal friction experiments (Gutscher et al., 1998). At this stage, a frontal bulge begins to form in the external viscoelastic (yellow) domain. Then, after 30 and 40 cm of shortening, forward vergent thrust anticlines form (Fig. 6C and D). After 50 cm of shortening, three thrust anticlines have formed and we now observe the development of two prominent slip lines (dextral shear zones) propagating through the folded external viscoelastic wedge and into the undeformed yellow sand + silicone domain in front (Fig. 6E and F). There are two domains where prominent slip lines are observed, at the limit between the corner of the flat rigid backstop (red sand) and the frictional wedge (green sand) (Fig. 7B) and at the deformation front and within the adjacent

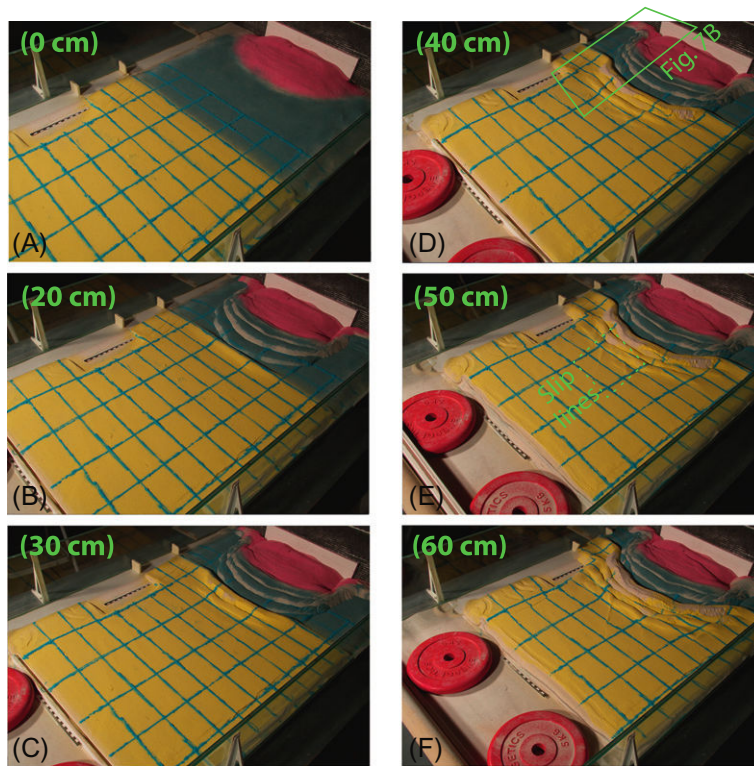


FIG. 6 Analog model experiment # 2, featuring an internal frictional (sand) wedge and an external viscoelastic wedge (sand+silicone). (A) Initial setup featuring a thin horizontal, rectangular, rigid backstop located below the rose/red colored sand. A 2.5-cm thick, two-part sediment layer composed of homogeneous sand (colored green) and a viscoelastic (silicone and sand) external portion, both resting on a mobile mylar film. (B) A 20 cm of shortening (by pulling the mylar film under the fixed backstop) having produced three imbricate thrust slices and constructed a curved, symmetric accretionary wedge in the frictional (sand) portion of the sediment layer (colored green). Deformation has just started to affect the viscoelastic (yellow) domain. (C–F) Additional shortening driven by a motor at a rate of 18 cm/h, by the amounts shown and causing shortening in a newly formed external, viscoelastic wedge (colored yellow). Note the presence of dextral shear bands (slip lines) at the upper left edge, propagating from the corner of the rigid backstop (colored rose/red) affecting primarily the frictional (sand) wedge (colored green) and with two dextral shear bands propagating through the viscoelastic wedge (colored yellow) and all the way to the undeformed sand layer in the foreland.

undeformed “foreland” domain of the viscoelastic wedge (yellow sand + silicone) (Figs. 6E and 7E). There appears to be a kinematic connection between these two domains, through 3–4 silicone cored thrust anticlines, though these tend to attenuate such fine scale structures and make them difficult to follow (Fig. 7C). After the final stage of the experiment, the overlying sand layer was removed using a brush, and the shear zones were clearly observed in the basal silicone layer (before the silicone started to flow and cause these structures to disappear) (Fig. 7D).

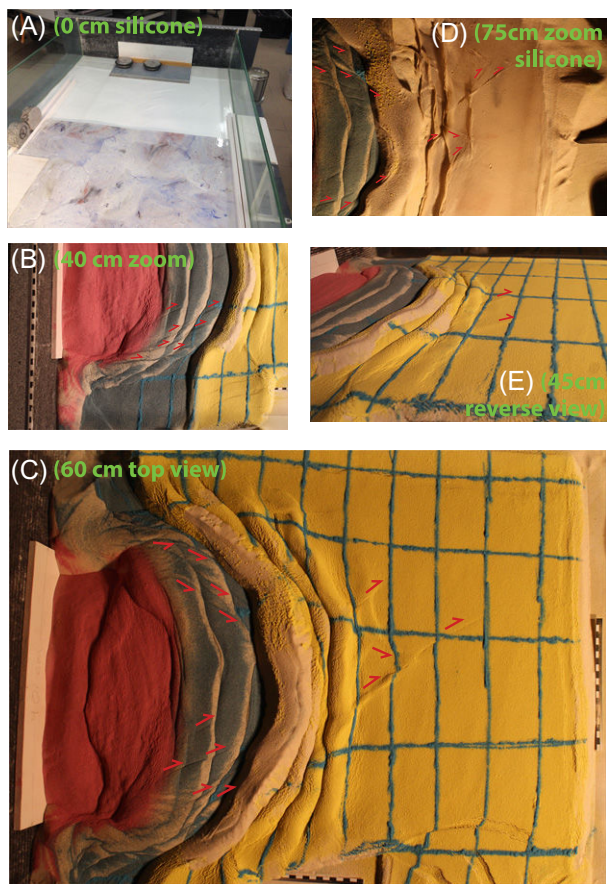


FIG. 7 Analog model experiment #2, featuring an internal frictional (sand) wedge and an external viscoelastic wedge (sand + silicone). (A) Initial setup showing only the silicone basal layer and the backstop geometry. (B) Zoom of the corner of the rigid backstop and the frictional (sand) wedge, forming numerous dextral shear bands (*slip lines*). (C) Top view of the experiment, after 60 cm of shortening, showing the dextral shear bands at the bottom, and sinistral shear bands at the top. These converge toward the front of the wedge into a triangular zone and suggest that the shearing is transmitted through the viscoelastic portion of the wedge (*yellow folded zone*). (D) Zoom of the silicone after the final stage of the experiment (total shortening 75 cm) showing the shear bands within the silicone (to the right) aligning well with the shear bands in the frictional domain (*green sand* to the left). (E) Reverse view and close-up of two dextral shear bands (*slip lines*) extending beyond the deformation front, into the undeformed viscoelastic “foreland” domain.

3 DISCUSSION

The analog modeling results presented above produced distinct morpho-tectonic structures related to shear zones (Figs. 4–7), which will now be discussed in comparison to the morpho-bathymetry of the Calabrian accretionary wedge. The seafloor east of Mt. Etna and south of the straits of Messina is crosscut by a series of 40–60 km long, NW-SE-oriented lineaments. These features show alternating pressure ridges locally marked by narrow axial troughs and are clearly strike-slip faults (Gutscher et al., 2016, 2017). On the basis of kinematic indicators and available focal mechanisms (Musumeci et al., 2014) they are interpreted to be dextral strike-slip faults (Gutscher et al., 2016, 2017) (Fig. 8A). The proposed Ionian Fault (Polonia et al., 2011, 2016) (Fig. 8A) appears to follow the trace of a prominent canyon, locally crosscutting a major tributary canyon and represents the most plausible kinematic link extending from the SW edge of the Calabrian backstop into the accretionary wedge. On the basis of available GPS observations, the Calabrian block advances more rapidly to the SE than the adjacent Peloritani domain (Palano et al., 2012, 2015) (Fig. 4). On a regional scale

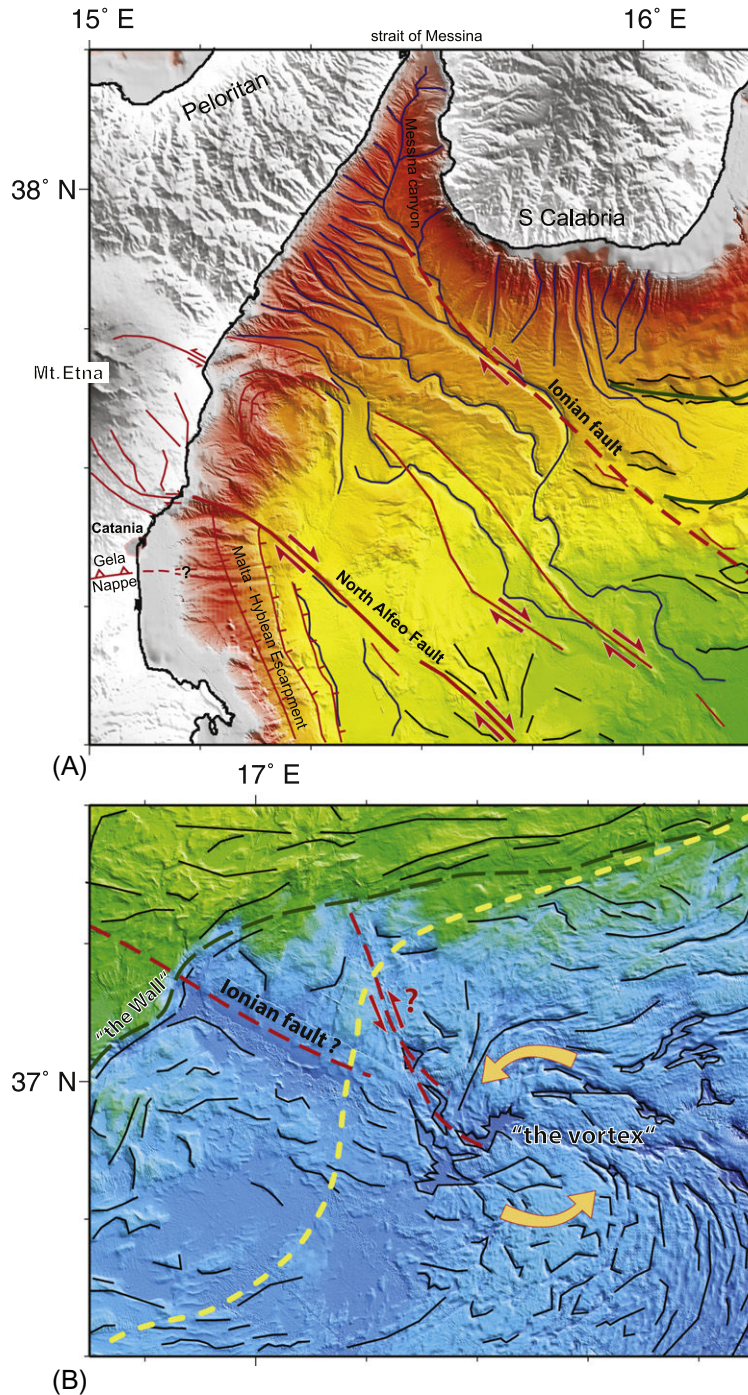


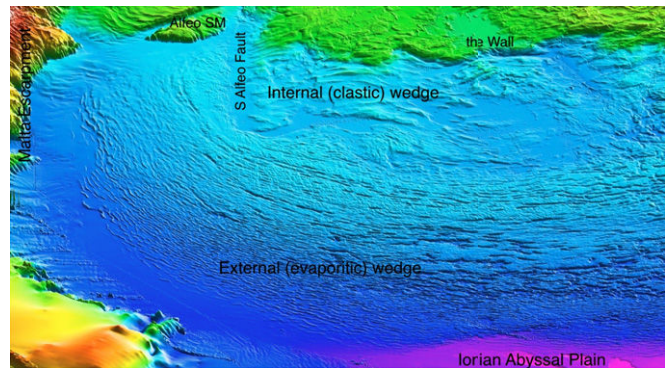
FIG. 8 (A) Zoom of bathymetry in the straits of Messina-Mt. Etna region, showing major strike-slip faults, interpreted to be dextral (Gutscher et al., 2017). The North Alfeo Fault connects to transensional faults on the SE flank of Mt. Etna related to gravitational sliding toward the East into the sea (Chiocci et al., 2011; Bonforte et al., 2011; Gross et al., 2016). (B) Zoom of the "vortex" region showing curved lineaments indicating counterclockwise rotation and thus sinistral kinematics between the two major lobes of the accretionary wedge (Gutscher et al., 2017).

this northernmost portion of the accretionary wedge immediately south and to the SE of Calabria (orange to yellow shades in Figs. 1 and 8A) appears somewhat higher than the portions to the SW closer to NE Sicily (yellow to light green shades in Figs. 1 and 8A). This is consistent with the topographic differences observed in the model wedge (Fig. 5G and H). Furthermore, there is a broad, flat basin, located at about 16.3°E and 37.3°N which appears to be subsiding given its smooth surface and the cross-sectional image observed on a seismic profile crossing this basin (Gallais et al., 2012, Fig. 4 profile Archimede-18). This could potentially correspond to the low-lying topography observed within the transtensional dextral shear zone of the analog model wedge (Figs. 4 and 5G, H). One can also suggest a geodynamic correlation between the large gap that formed between the two modeled backstops, best observed in map view (Fig. 5F as the empty zone between the two pink sand portions which covered the initial proto-backstops), and the Straits of Messina, thought to be a major rift bounded by active normal faults and having caused the 1908 Messina earthquake (Jacques et al., 2001; Aloisi et al., 2013).

While there is a general consensus that a lateral slab tear fault controls the Calabrian arc and affects the accretionary wedge, there is disagreement on the location of this fault. While several authors had suggested it may be the Malta Escarpment (Agnani and Bonazzi, 2005; Govers and Wortel, 2005; Argnani, 2009; Argnani et al., 2012), a recent seismic survey here offshore SE Sicily, showed no signs of deformation at the base of the Malta Escarpment since the Miocene, and thus effectively rules out this portion of the escarpment as the major surface expression of the lateral slab tear fault (Gutscher et al., 2016). As a result two different kinematic models have emerged regarding the surface expression of the lateral slab tear fault (Fig. 3). One model suggests that the slab tear, which may have been located further west in the past, has migrated and now follows the boundary between the two major lobes (SW and NE) of the accretionary wedge, along a feature named the “Ionian Fault” (Polonia et al., 2011, 2016) considered to be a major dextral strike-slip fault (Fig. 3B). The corollary of this model is that the SW lobe of the accretionary wedge has been abandoned and is now inactive, since the Peloritani backstop, which was driving the deformation here, is no longer moving. The other proposition, based on high-resolution seismics and multibeam bathymetric mapping, considers the major dextral kinematic boundary to be located near the western edge of the Calabrian accretionary wedge, along the North and South Alfeo Faults (Fig. 3A; Gutscher et al., 2016, 2017). This second model therefore predicts ongoing tectonic activity (shortening and folding) in both lobes of the accretionary wedge. It is worth noting that high-resolution seismic and chirp observations indicate active deformation (folding and uplift) at the deformation front of the SW lobe (Gutscher et al., 2006, 2017; Bortoluzzi et al., 2017).

Regarding the Ionian Fault, near Calabria, it seems to follow the trace of a prominent linear canyon (Fig. 8A). However, its prolongation toward the southeast is unclear in the morphology (Fig. 8B). A major, up to 1-km high, SW–NE trending scarp (labeled “the Wall”) crossing its trace shows no dextral offset (Figs. 8B and 9). In this region, along the boundary between the two lobes, there are numerous curved and jagged lineaments, as well as enclosed mini basins were observed in the bathymetry. Together, these features resemble a large vortex with a counterclockwise sense of flow (Figs. 2 and 8B). If the Ionian Fault were dextral in this region, then there should be a clockwise sense of rotation. The counterclockwise sense of rotation and slight sinistral offset of “the Wall” (Fig. 8B) suggest a sinistral sense of motion along the boundary between the two lobes.

FIG. 9 3D perspective view of the SW lobe of the Calabrian accretionary wedge looking NNW, along the axis of the South Alfeo Fault, expressed by the elongate basin. The external (evaporitic) post-Messinian wedge is characterized by abundant, short-wavelength anticlinal folds, with fold axes swinging from nearly N-S (to the left) to E-W (to the right). The internal (clastic) wedge has primarily ENE-WSW-oriented fold axes at a larger spacing. The most striking feature is the network of radial slip lines propagating from the southern end of the South Alfeo Fault, which represents the SW corner of the clastic wedge. These slip lines radiate about 40 km to the south into the folded evaporitic wedge and roughly 80 km to the east. Note also the low-lying flat basins, just north of the crest of the external evaporitic wedge.



Active dextral movement must occur near Calabria to account for the opening and normal faulting in the straits of Messina, as well as the differential velocities observed in GPS (Palano et al., 2012, 2015). However, this dextral movement is not transferred to this external portion of the accretionary wedge as demonstrated by the bathymetric observations. The additional advance of the Calabrian block has not resulted in any significant offset of the deformation front of the Calabrian accretionary wedge either. On the contrary, the SW lobe has advanced further toward the Ionian Abyssal plain than the NE lobe (Figs. 1 and 2). This is likely the result of the collision of NE lobe of the Calabrian accretionary wedge with the westernmost portion of the West Mediterranean Ridge accretionary complex (Chamot-Rooke et al., 2005; Rabaute and Chamot-Rooke, 2007). The analog modeling presented in the first experiment (Figs. 4 and 5) predicts a dextral transtensional zone near the backstops, and this seems consistent with the morpho-bathymetric observations (Fig. 8A). However, the predicted dextral offset at the deformation is not observed in the bathymetry as noted above. Therefore, we consider that the Ionian Fault is not a major kinematic boundary (expression of a slab tear) cross-cutting the entire accretionary wedge, a tectonic model favored by some authors (Fig. 3B) (Polonia et al., 2011, 2016).

The results of the second experiment showed two regions with strong expressions of dextral shear, the first at the contact zone between the left corner of the rigid backstop and the frictional wedge, with a network of subparallel strike-slip faults (Fig. 7B and C). This is reminiscent of the zone of strike-slip faults offshore NE Sicily and south of the straits of Messina (Fig. 8A). The second zone of dextral shear was expressed as slip lines affecting the deformation front and the undeformed silicone-sand layer outboard of the deformation front (Figs. 6E, F and 7C–E). In the natural example (Fig. 9), the field of radial slip lines spans across a domain of about 40 km (N-S) \times 80 km (E-W), located entirely within the deformed external (evaporitic) wedge. The bathymetry shows that the slip lines radiate from the southern termination of the elongate basin (the southern tip of the South Alfeo Fault) (Figs. 1, 2, 3A, and 9) and dozens of slip lines can be counted. This is also the corner, observed morphologically and in seismic

profiles (Gallais et al., 2013; Gutscher et al., 2016) between the internal clastic wedge (longer wavelength folds oriented ENE-WSW) and the external evaporitic wedge (much shorter wavelength folds, curving sharply from nearly N-S to E-W) (Fig. 9). In the analog model only two or three slip lines are observed (Fig. 7C–E). Why is there such a striking difference in behavior? Is the model not appropriate? Are the kinematic boundary conditions wrong? Part of the answer surely lies in the scaling. Typically analog models with granular materials as used here scale to approximately 10^{-5} , meaning 1 cm (model) = 1 km (nature) (Gutscher et al., 1998). In the second experiment, after 60 cm of convergence, only three internal (sand), and four external (sand + silicone) thrust anticlines have formed. The surface slope is also about 10 degrees for a horizontal decollement, resulting in a taper angle of 10 degrees. In the natural example, the Calabrian wedge has a surface slope of about 0.5 degrees and a basal decollement dip of about 0.5–2 degrees. The taper angle is thus only 1 degree–2.5 degrees. For the Calabrian wedge between 10 and 20 thrust anticlines can be identified in the morphology and seismic profiles of the internal wedge, while upwards of 40–50 short-wavelength, salt-cored anticlines can be identified in the external evaporitic wedge (Fig. 9) (for seismic profiles see Gutscher et al., 2017). This large discrepancy in the number and wavelength of the folds, and in the taper angle, implies that we have not yet found the most appropriate materials or the ideal experimental parameters to model the mechanics and deformation of an extremely weak, internally deforming evaporitic wedge. But there are several qualitative parallels that can be drawn regarding the mechanical behavior observed in both the cases. Consider, for example, the bulge at the most internal portion of the viscoelastic wedge and the broad enclosed depression behind it. The bulge is very prominent in the experimental model wedge (Fig. 7B–E) as is the depression. In the natural example, there is a more subdued, but clearly visible crest (Figs. 1 and 9) (see also bathymetric cross sections in Gutscher et al., 2017, Fig. 4A–C) and with a bathymetrically lower zone, filled with flat-lying, nearly undeformed basin fill as imaged in seismic profiles (Gallais et al., 2012). This crest is also noted in a recent publication, but described as a “highstanding plateau at the landward limit of the salt-bearing accretionary wedge” (Bortoluzzi et al., 2017).

The similarities noted above suggest that while the exact scaling is not quite right, the first-order mechanical processes are reproduced. In the light of the geophysical observations, indicating on the one hand a large dextral offset in the limit between the internal (clastic) and the external (evaporitic) wedge, the three to four major dextral strike-slip faults including the North Alfeo Fault and spanning most of the region south of the straits of Messina, we can conclude that dextral strike-slip tectonics have shaped the western edge of the Calabrian accretionary wedge since the Messinian. The vast radial network of slip lines observed in the natural example, covering an expanse of 40 km × 80 km, and affecting/crosscutting about half of the anticlinal folds within the external evaporitic wedge, is the direct proof of active, ongoing indentation (since the Plio-Quaternary cover of the salt-cored anticlines is also affected). While these features were not very well reproduced in the second experiment (where the slip lines extended into the undeformed foreland), the experiment did display the same dextral kinematics as the natural example and as seen in the exposed silicone, the slip lines traverse the folded zone (Fig. 8D). Summing up, on the basis of the two experiments described here, and the morpho-bathymetry of the Calabrian accretionary wedge, we favor the Alfeo Fault as being the major active dextral strike-slip boundary in the western portion of the accretionary wedge (Fig. 3A) and as being the primary surface expression of the lateral slab tear (Figs. 2 and 3A).

4 CONCLUSIONS

Analog modeling was used to test the predictions of kinematic models for the internal deformation of the Calabrian accretionary wedge in response to a major dextral strike-slip fault related to the lateral subduction tear fault. A simple model with additional displacement of a two-part backstop produces several features, which could have been expected: additional thrust slices and a more advanced deformation front in front of the more active backstop. The model also produces a zone of transtensional dextral shear at the limit between two lobes. However, the morphology of the Calabrian accretionary wedge observed in the multibeam bathymetry does not correspond to this geometry. Kinematic indicators along the external limit between the two lobes show counterclockwise rotation, requiring sinistral shear. The deformation front of the SW lobe has also advanced further, likely due to a free boundary to the south in the Ionian abyssal plain, with respect to the “clogged” zone to the east, where the NE lobe collides with the westernmost portion of the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. A second analog experiment with an internal frictional (sand) wedge, an external viscoelastic (sand + silicone) wedge, and a single rectangular indenter backstop produced zones of shear along the lateral boundaries. Two dextral shear zones were observed near the left corner of the indenter in the form of small strike-slip faults and at the deformation front in the form of slip lines. We conclude that the South Alfeo Fault is the most active dextral strike slip fault at present and interpret it to be the primary surface expression of the lateral slab tear fault.

Acknowledgments

The authors thank the officers and crew of all the vessels, which acquired the bathymetric data presented here. We thank the European Union seventh Framework project ASTARTE on Tsunami Hazard in Europe for support to MAG. Funding for DD's PhD stipend was provided by Ifremer and the Brittany Region (Région Bretagne). We thank reviewer F. Graveleau for his very thorough and constructive review, which helped us substantially improve the manuscript.

References

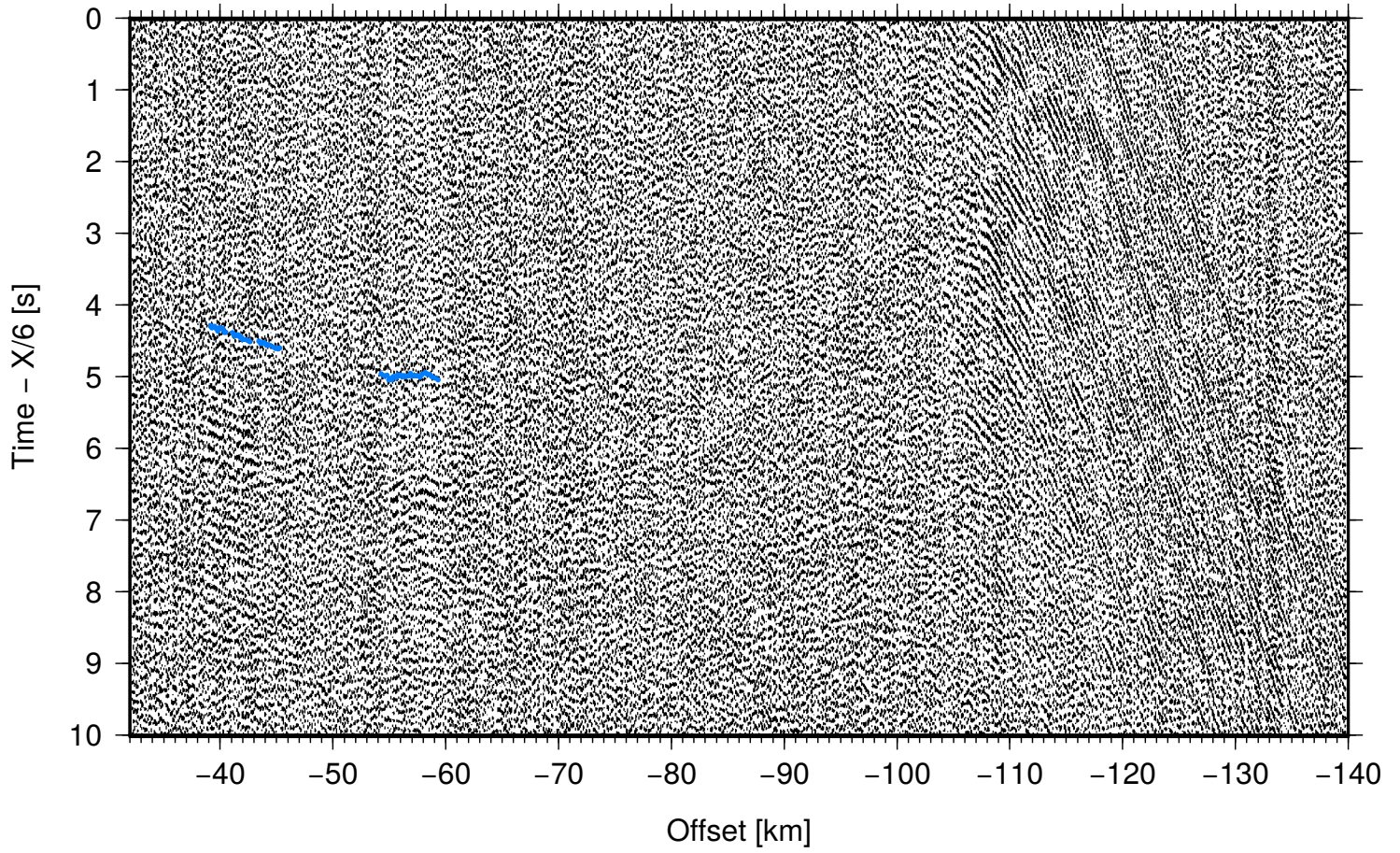
- Aloisi, M., Bruno, V., Cannavo, F., Ferranti, L., Mattia, M., Monaco, C., Palano, M., 2013. Are the source models of the M7.1 1908. Messina earthquake reliable? Insights from a novel inversion and sensitivity analysis of leveling data. *Geophys. J. Int.* 192, 1025–1041. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs062>.
- Argnani, A., 2009. Evolution of the southern Tyrrhenian slab tear and active tectonics along the western edge of the Tyrrhenian subducted slab. In: Van Hinsbergen, D.J.J., Edwards, M.A., Govers, R. (Eds.), *Collision and Collapse at the Africa-Arabia-Eurasia Subduction Zone*. Geological Society London, Special Publications, 311, pp. 193–212. <https://doi.org/10.1144/SP311.7>.
- Argnani, A., Bonazzi, C., 2005. Malta escarpment fault zone offshore eastern Sicily: plio-quadernary tectonic evolution based on new multi-channel seismic data. *Tectonics*. 24, TC4009. <https://doi.org/10.1029/2004TC001656>.
- Argnani, A., Armigliato, A., Pagnoni, G., Zaniboni, F., Tinti, S., Bonazzi, C., 2012. Active tectonics along the submarine slope of south-eastern Sicily and the source of the 11 January 1693 earthquake and tsunamis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 1311–1319. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1311-2012>.
- Barreca, G., Scarfi, L., Cannavo, F., Koulakov, I., Monaco, C., 2016. New structural and seismological evidence and interpretation of a lithospheric scale shear-zone at the southern edge of the Ionian subduction system (central-eastern Sicily, Italy). *Tectonics*. 35, <https://doi.org/10.1002/2015TC004057>.

- Billi, A., Minelli, L., Orecchio, B., Presti, D., 2010. Constraints to the cause of three historical tsunamis (1908, 1783, and 1693) in the Messina Straits region, Sicily. Southern Italy. *Seismol. Res. Lett.* 81, 907–913. <https://doi.org/10.1785/gssrl.81.6.907>.
- Bonforte, A., Guglielmino, F., Colteli, M., Ferretti, A., Puglisi, G., 2011. Structural assessment of Mount Etna volcano from Permanent Scatterers analysis. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 12, Q02002. <https://doi.org/10.1029/2010GC003213>.
- Bortoluzzi, G., Polonia, A., Torelli, L., Artoni, A., Carlini, M., Carone, S., Carrara, G., Cuffaro, M., Del Bianco, F., D'Oriano, F., Ferrante, F., Mussoni, P., Priore, F., Riminucci, F., Romano, S., Stanghellini, G., 2017. Styles and rates of deformation in the frontal accretionary wedge of the Calabrian arc (Ionian Sea): controls exerted by the structure of the lower African plate. *J. Italian Geosci.* 136, 347–364. <https://doi.org/10.3301/IJG.2016.11>.
- Classou, S., Larroque, C., Malavieille, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics* 221, 325–344.
- Cernobori, L., Hirn, A., McBride, J.H., Nicolich, R., Petronio, L., Romanelli, M., STREAMERS/PROFILES Working Groups, 1996. Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins. *Tectonophysics* 264, 175–189.
- Chamot-Rooke, N., Rangin, C., Le Pichon, X., Rabaute, A., Laurent, O., Ego, F., Lallemand, S., Nielsen, C., Pagot, P., Tsang Hin Sun, D., Walcott, R., Bousquet, R., 2005. DOTMED: a synthesis of deep marine data in eastern Mediterranean. *Mém. Soc. Géol. France* 177, 64. 9 pl. + CD-rom.
- Chiocci, F.L., Colteli, M., Bosman, A., Cavallaro, D., 2011. Continental margin large-scale instability controlling the flank sliding of Etna volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 305, 57–64.
- Crespo-Blanc, A., Gonzales-Sanchez, A., 2005. Influence of indenter geometry on arcuate fold-and-thrust wedge: preliminary results of analogue modelling. *Geogaceta* 37, 11–14.
- D'Agostino, N., D'Anastasio, E., Gersavi, A., Guerra, I., Nedimović, M.R., Seeber, L., Steckler, M.S., 2011. Forearc extension and slow rollback of the Calabrian arc from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.* 38, L17304. <https://doi.org/10.1029/2011GL048270>.
- Davis, D.M., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 88, 1153–1172.
- Dominguez, S., Lallemand, S.E., Malavieille, J., von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics* 293 (3–4), 207–224.
- Dominguez, S., Malavieille, J., Lallemand, S.E., 2000. Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: insights from sandbox experiments. *Tectonics* 19 (1), 182–196.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., Lucente, F.P., 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 105–116.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012. <https://doi.org/10.1029/2002TC001488>.
- Gallais, F., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Klaeschen, D., 2012. Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): constraints from depth migrated multi-channel seismic data. *Marine Geology* 326–328, 28–45.
- Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., 2013. Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (southern Italy). *Tectonophysics* 602, 141–152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.026>.
- Govers, R., Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 505–523.
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modeling of orogenic wedges: a review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.027>.
- Gross, F., Krastel, S., Geersen, J., Hinrich, B.J., Ridente, D., Chiocci, F.L., Bialas, J., Papenberg, C., Cukur, D., Urlaub, M., Micallef, A., 2016. The limits of seaward spreading and slope instability at the continental margin offshore Mt Etna, imaged by high-resolution 2D seismic data. *Tectonophysics* 667, 63–76. <https://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.011>.
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., Lallemand, S., 1996. Cyclical behavior of thrust wedges: insights from high basal friction sandbox experiments. *Geology* 24, 135–138.
- Gutscher, M.-A., Kukowski, N., Malavieille, J., Lallemand, S., 1998. Material transfer in accretionary wedges from analysis of a systematic series of analog experiments. *J. Struct. Geol.* 20, 407–416.
- Gutscher, M.-A., Roger, J., Baptista, M.A., Miranda, J.M., Tinti, S., 2006. The source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): new evidence from tsunami modeling of a locked subduction fault plane. *Geophys. Res. Lett.* 33(8), L08309. <https://doi.org/10.1029/2005GL025442>.

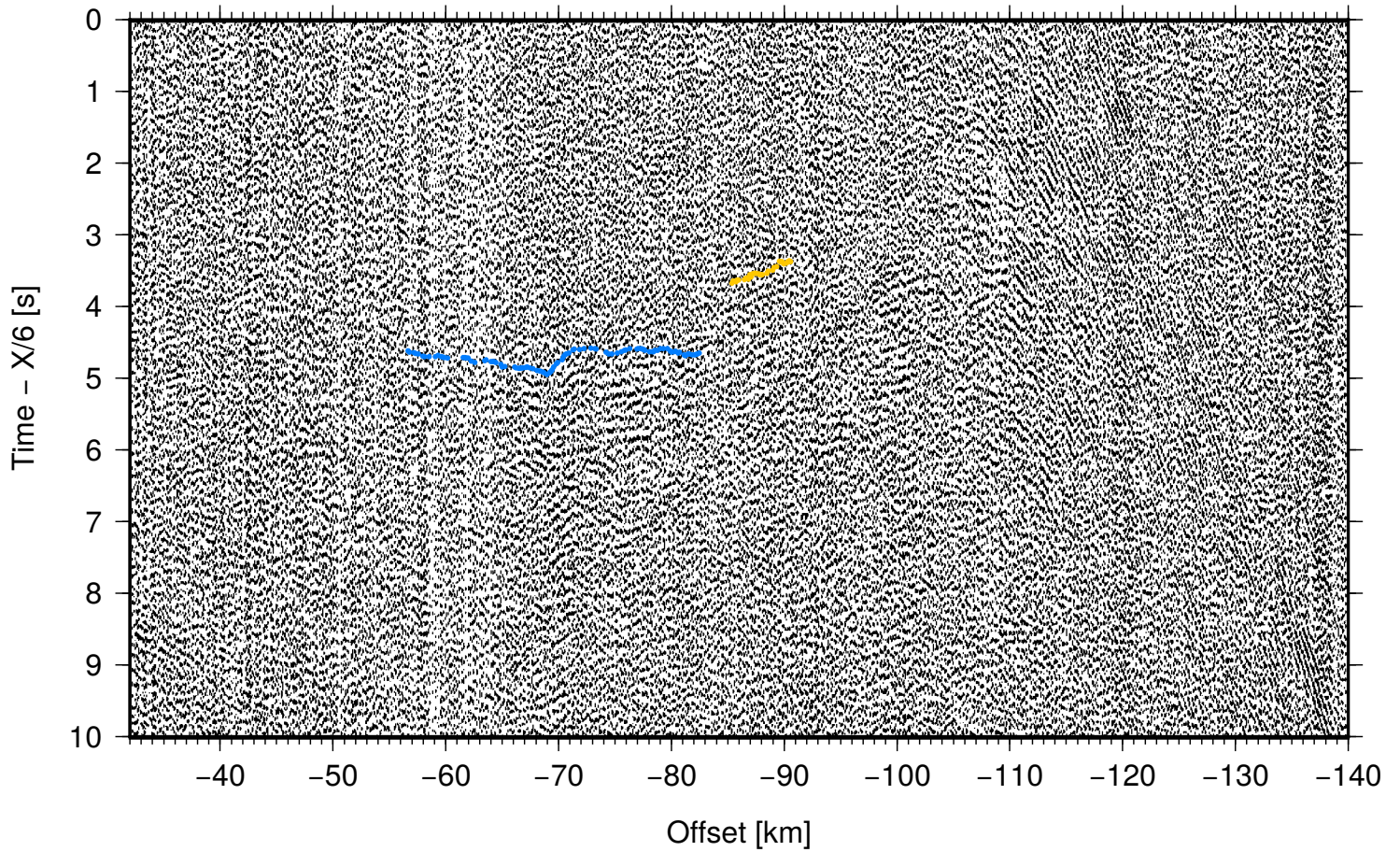
- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Le Roy, P., 2009. Deep structure, recent deformation and analog modeling of the Gulf of Cadiz accretionary wedge: implications for the 1755 Lisbon earthquake. *Sp. Vol. Proc. of the MAPG Meeting Marrakech Morocco* (guest editor D. Frizon de Lamotte), *Tectonophysics*, vol. 475, pp. 85–97. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.031>.
- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Mercier de Lepinay, B., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., LeFaou, Y., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., 2016. Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics*. 35(1). <https://doi.org/10.1002/2015TC003898>.
- Gutscher, M.-A., Kopp, H., Krastel, S., Bohrmann, G., Garlan, T., Zaragosi, S., Klaucke, I., Wintersteller, P., Loubrieu, B., LeFaou, Y., San Pedro, L., Dominguez, S., Rovere, M., Mercier de Lepinay, B., Ranero, C., Sallares, V., 2017. Active tectonics of the Calabrian subduction revealed by new multi-beam bathymetric data and high-resolution seismic profiles in the Ionian Sea (Central Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 461, 61–72. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.020>.
- Gvirtzman, Z., Nur, A., 1999. The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature* 401, 782–785.
- Jacques, E., Monaco, C., Taponnier, P., Tortorici, L., T., Winter, 2001. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophys. J. Int.* 145, 809–820.
- Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., Kahle, H.-G., 2006. Seismic potential of southern Italy. *Tectonophysics* 415, 81–101. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.12.003>.
- Malavieille, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 26 (1), 129–138.
- Minelli, L., Faccenna, C., 2010. Evolution of the Calabrian accretionary wedge (Central Mediterranean). *Tectonics*. 29TC4004.
- Musumeci, C., Scarfi, L., Palano, M., Patanè, D., 2014. Foreland segmentation along an active convergent margin: new constraints in southeastern Sicily (Italy) from seismic and geodetic observations. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.017>.
- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L., Gallart, J., 2000. Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics* 329, 121–139.
- Orecchio, B., Presti, D., Totaro, C., Neri, G., 2014. What earthquakes say concerning residual subduction and STEP dynamics in the Calabrian arc region South Italy. *Geophys. J. Int.* 199, 1929–1942. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu373>.
- Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, G., Bruno, V., Cannavò, F., Siligato, G., 2012. GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *J. Geophys. Res.* 117, B07401. <https://doi.org/10.1029/2012JB009254>.
- Palano, M., Schiavone, D., Loddò, M., Neri, M., Presti, D., Quarto, R., Totaro, C., Neri, G., 2015. Active upper crust deformation pattern along the southern edge of the Tyrrhenian subduction zone (NE Sicily): insights from a multidisciplinary approach. *Tectonophysics*. 657, B07401. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.005>.
- Perouse, E., Sébrier, M., Braucher, R., Chamot-Rooke, N., Bourlès, D., Briole, P., Sorel, D., Dimitrov, D., Arsenikos, S., 2016. Transition from collision to subduction in Western Greece: the Katouna-Stamna active fault system and regional kinematics. *Int. J. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1345-9>.
- Piatanesi, A., Tinti, S., 1998. A revision of the 1693 eastern Sicily earthquake and tsunami. *J. Geophys. Res.* 103, 2749–2758.
- Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., Klaeschen, D., 2011. The Calabrian arc subduction complex in the Ionian Sea: regional architecture, active deformation and seismic hazard. *Tectonics*. 30, TC5018. <https://doi.org/10.1029/2010TC002821>.
- Polonia, A., Torelli, L., Artoni, A., Carlini, M., Faccenna, C., Ferranti, L., Gasperini, L., Klaeschen, D., Monaco, C., Neri, G., Nijholt, N., Orecchio, B., Wortel, R., Govers, R., 2016. The Ionian and Alfeo–Etna fault zones: new segments of an evolving plate boundary in the Central Mediterranean Sea? *Tectonophysics* 675, 69–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.016>.
- Rabaute, A., Chamot-Rooke, N., 2007. Quantitative mapping of active mud volcanism at the western Mediterranean ridge-backstop contact. *Mar. Geophys. Res.* 28, 271–295. <https://doi.org/10.1007/s11001-007-9031-8>.
- Reiter, K., Kukowski, N., Ratschbacher, L., 2011. The interaction of two indenters in analogue experiments and implications for curved fold-and-thrust belts. *EPSL* 302, 132–146.

- Rosenbaum, G., Massimo, G., Lucente, F.P., Peccerillo, A., Miller, M.S., 2008. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics*. 27, TC2008. <https://doi.org/10.1029/2007TC002143>.
- Serpelloni, E., Bürgmann, R., Anzidei, M., Baldi, P., Mastrolembo Ventura, B., Boschi, E., 2010. Strain accumulation across the Messina Straits and kinematics of Sicily and Calabria from GPS data and dislocation modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 298 (3–4), 347–360. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.005>.
- Zweigel, P., 1998. Arcuate accretionary wedge formation at convex plate margin corners: results of sandbox analogue experiments. *J. Struct. Geol.* 20, 1597–1609.

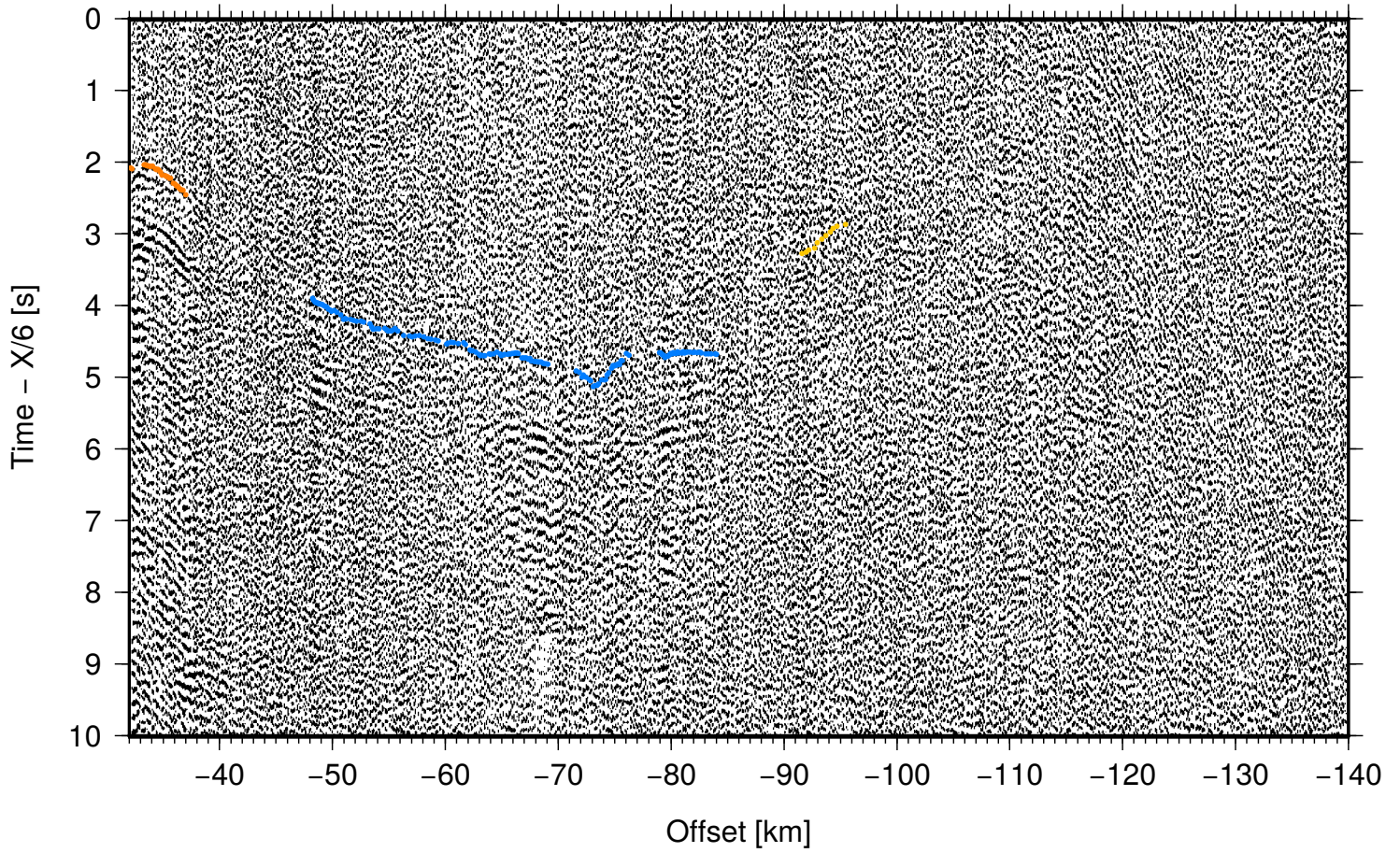
DYONISUS DY3, land 1



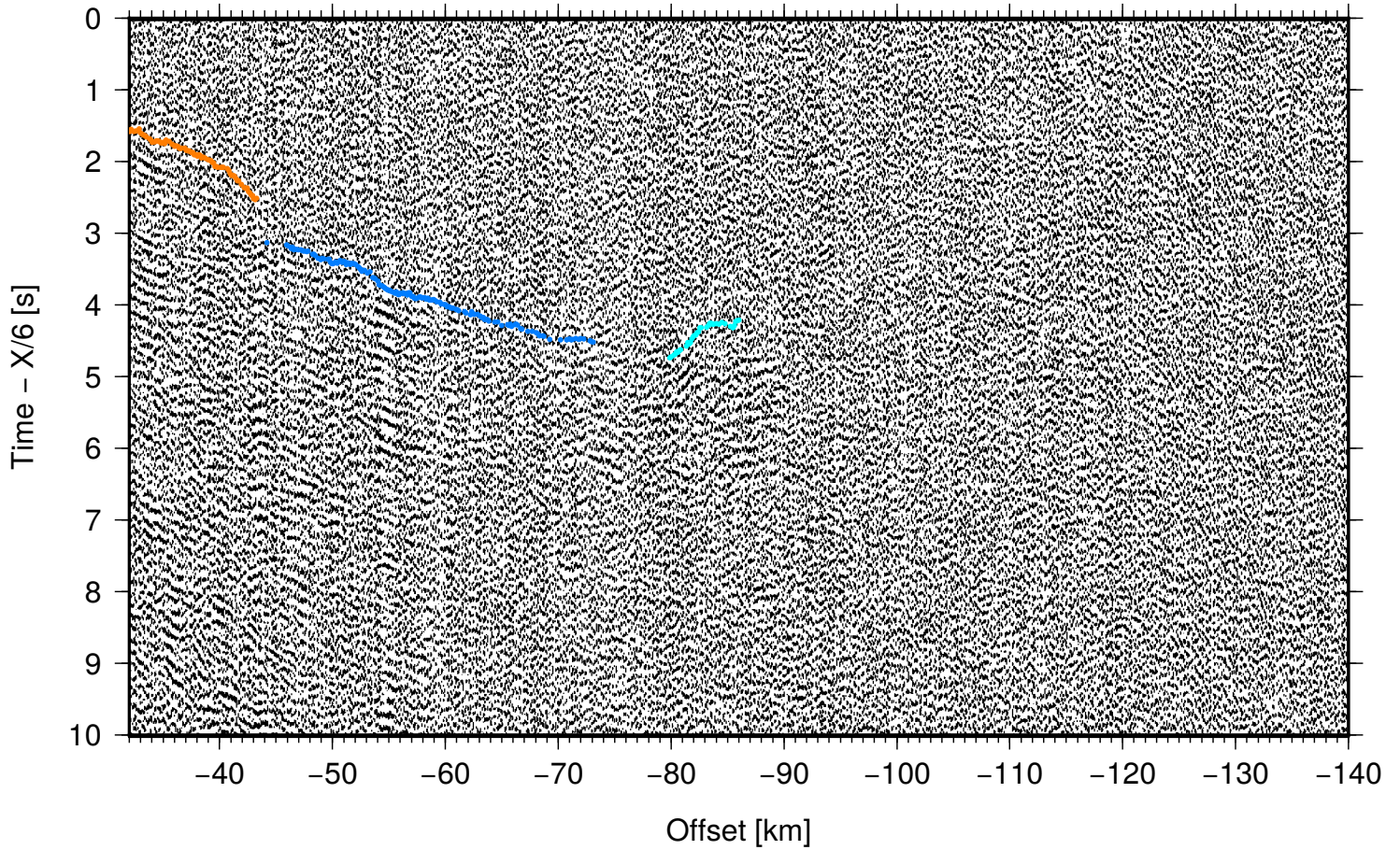
DYONISUS DY3, land 2



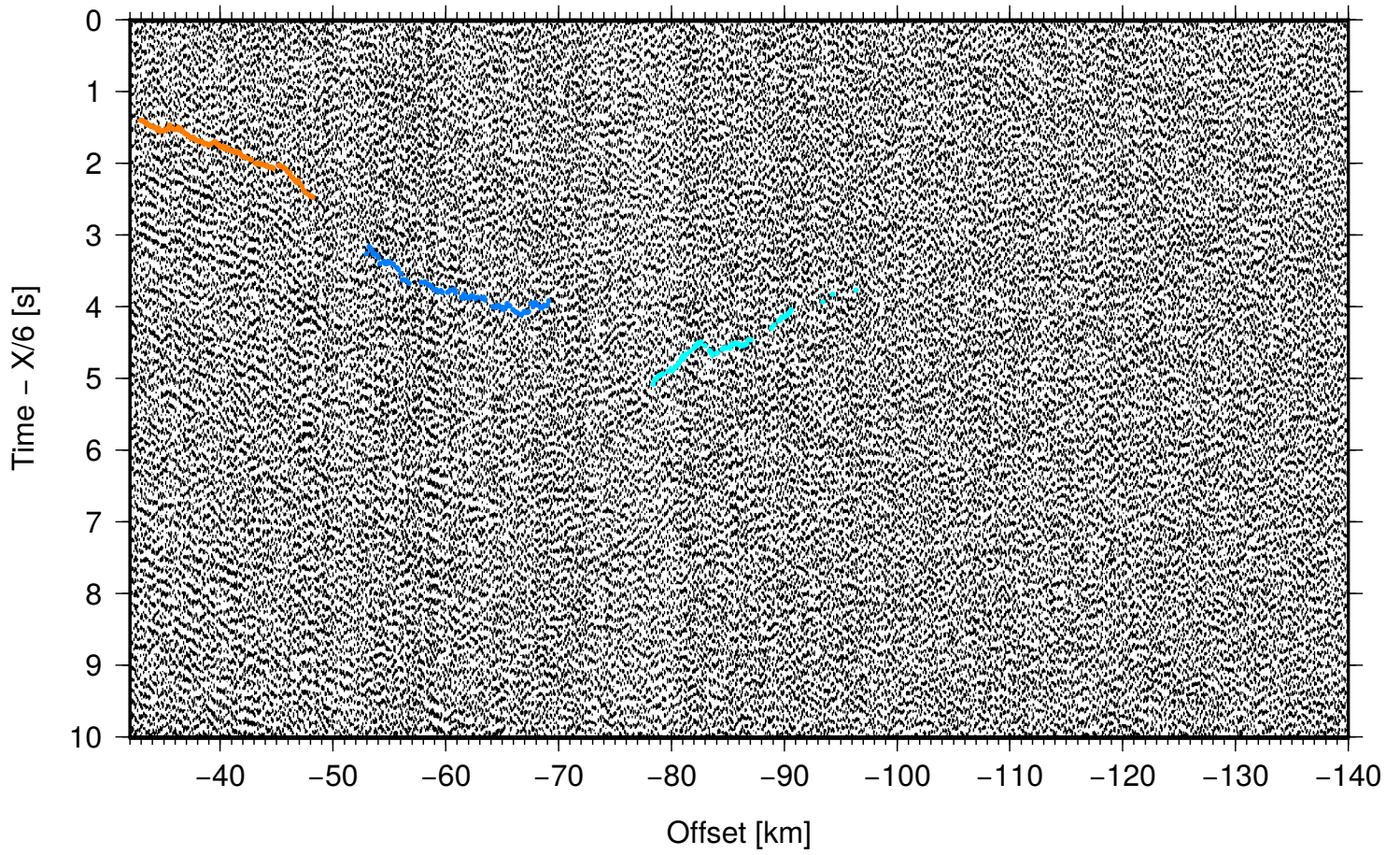
DYONISUS DY3, land 3



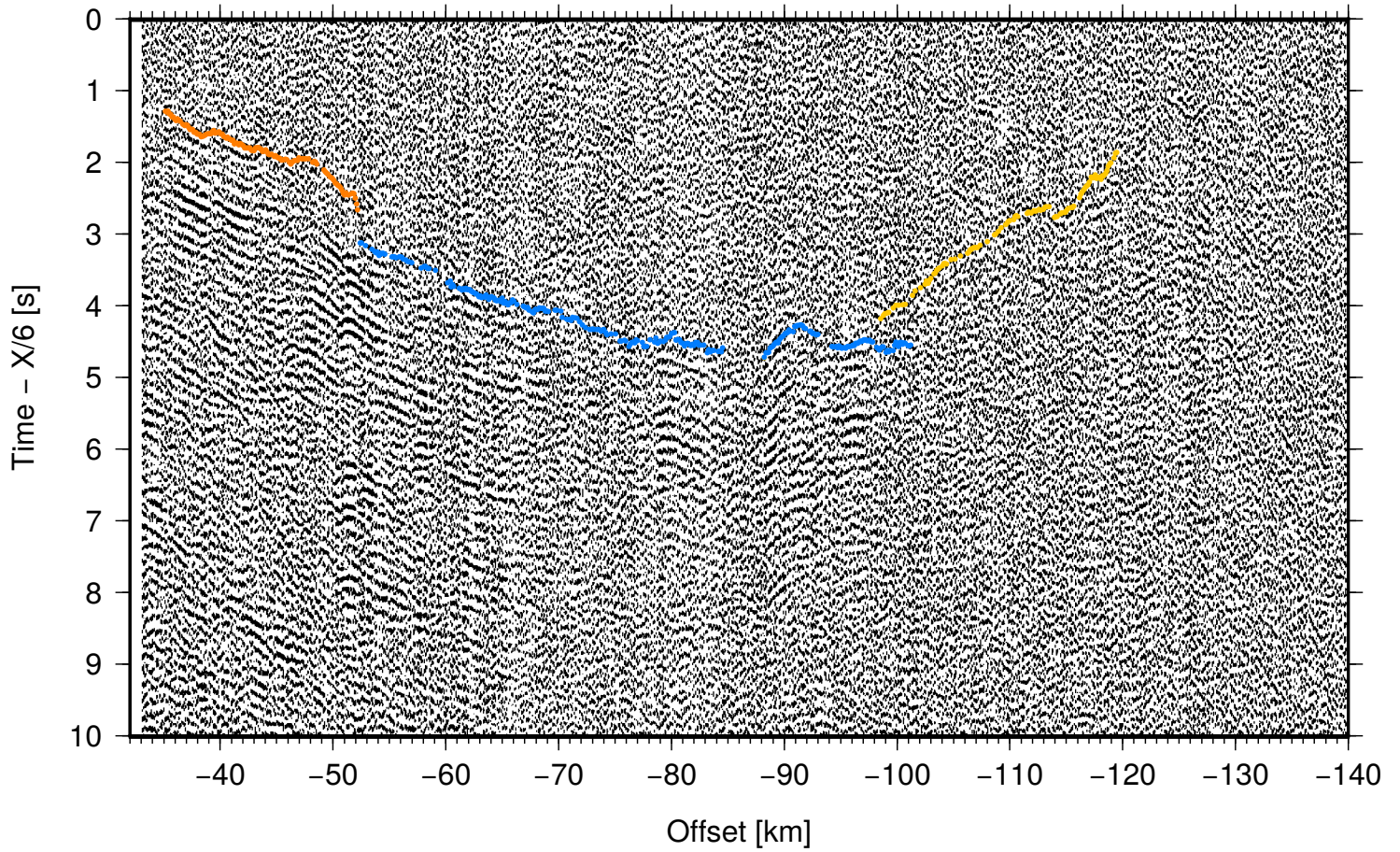
DYONISUS DY3, land 4



DYONISUS DY3, land 5

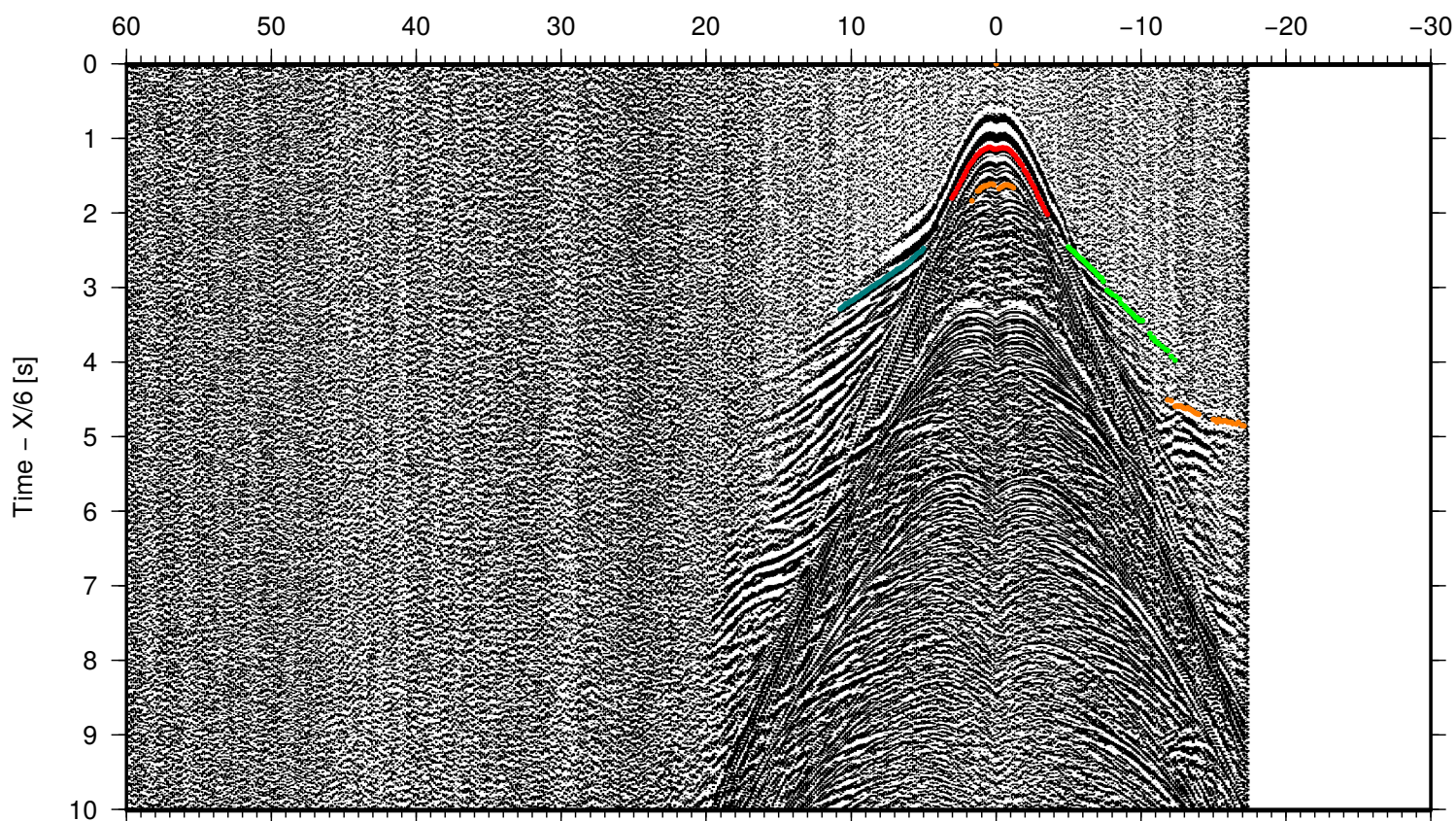


DYONISUS DY3, land 6



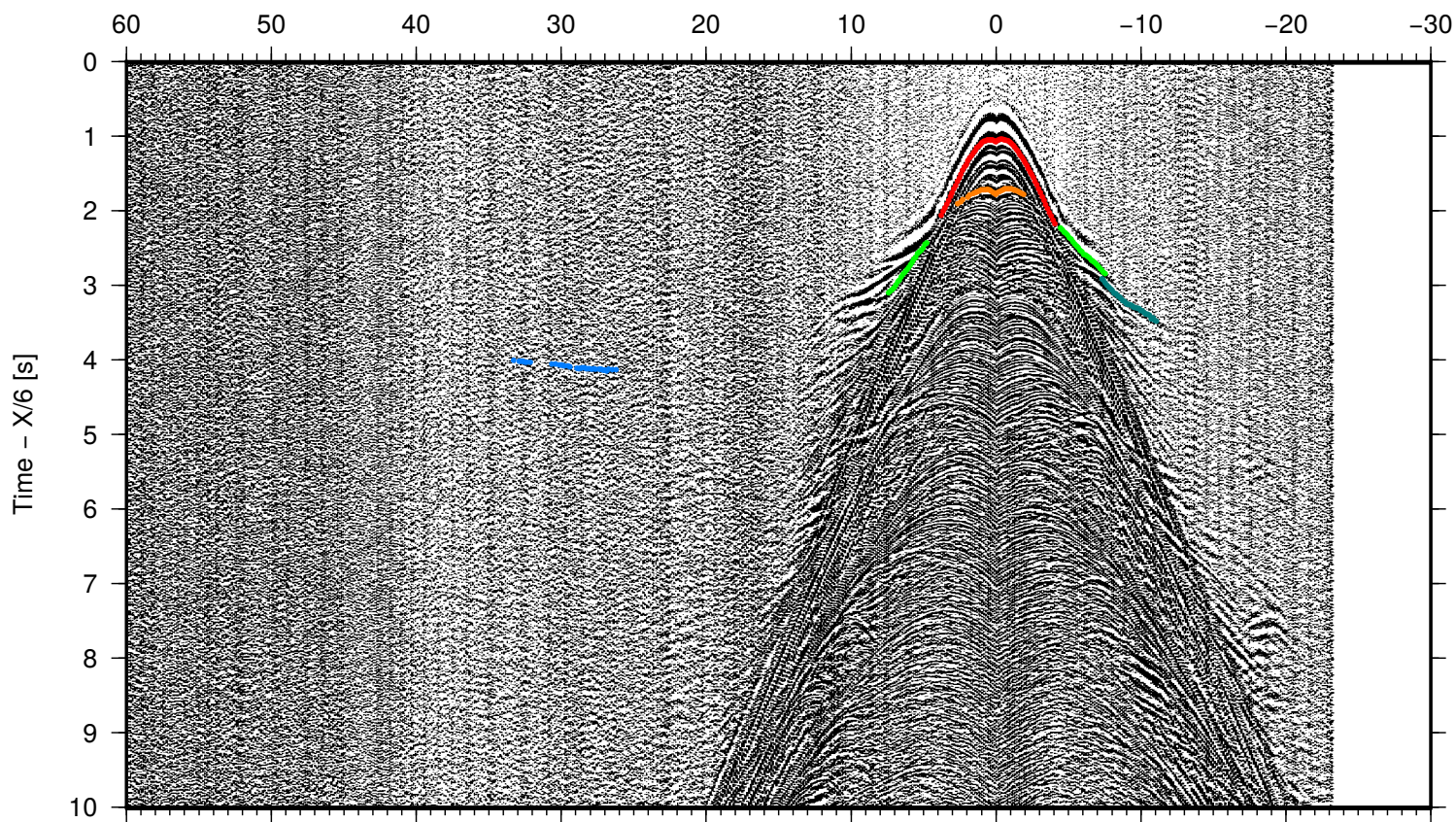
DYONISUS DY3, OBS 01

Offset [km]



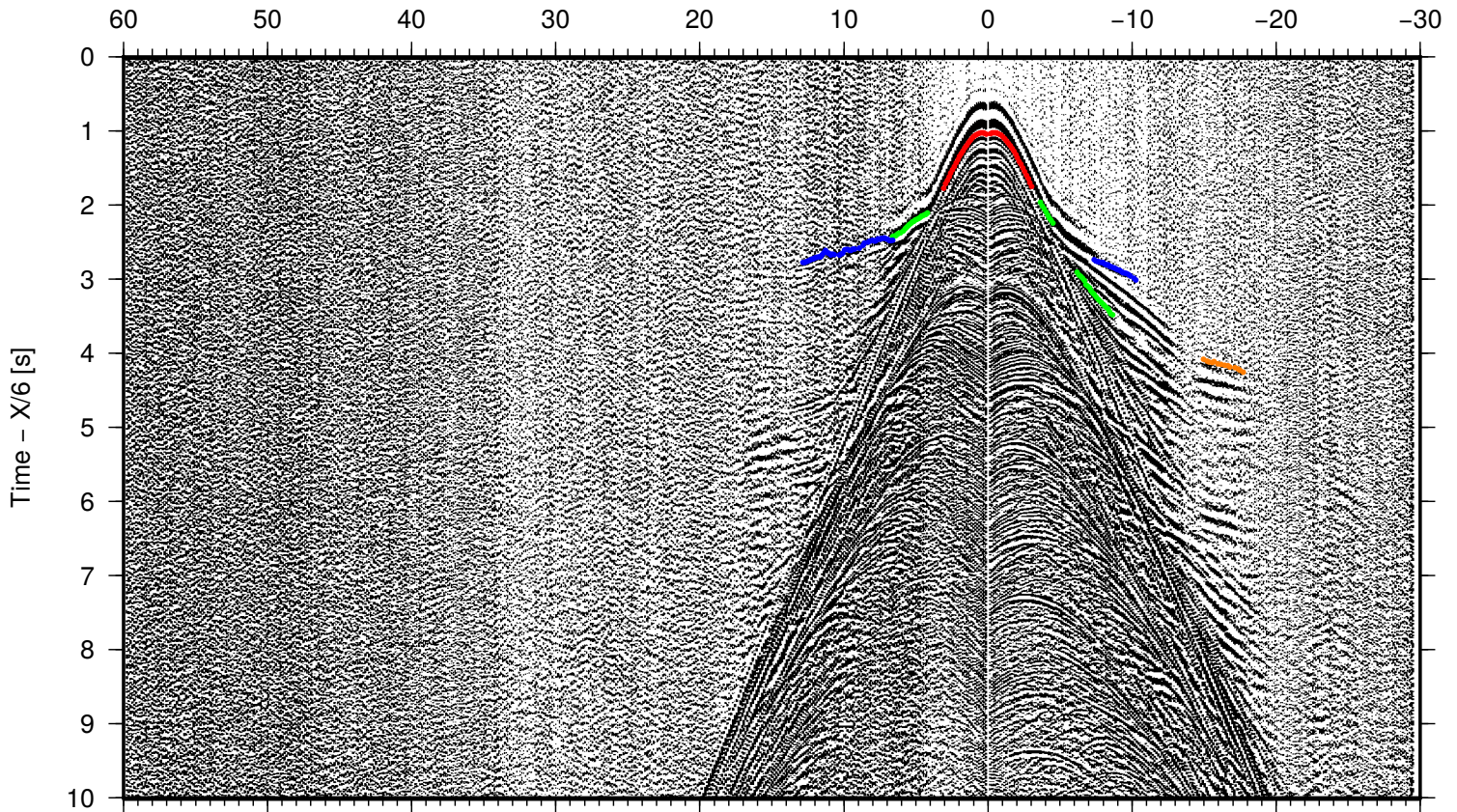
DYONISUS DY3, OBS 02

Offset [km]



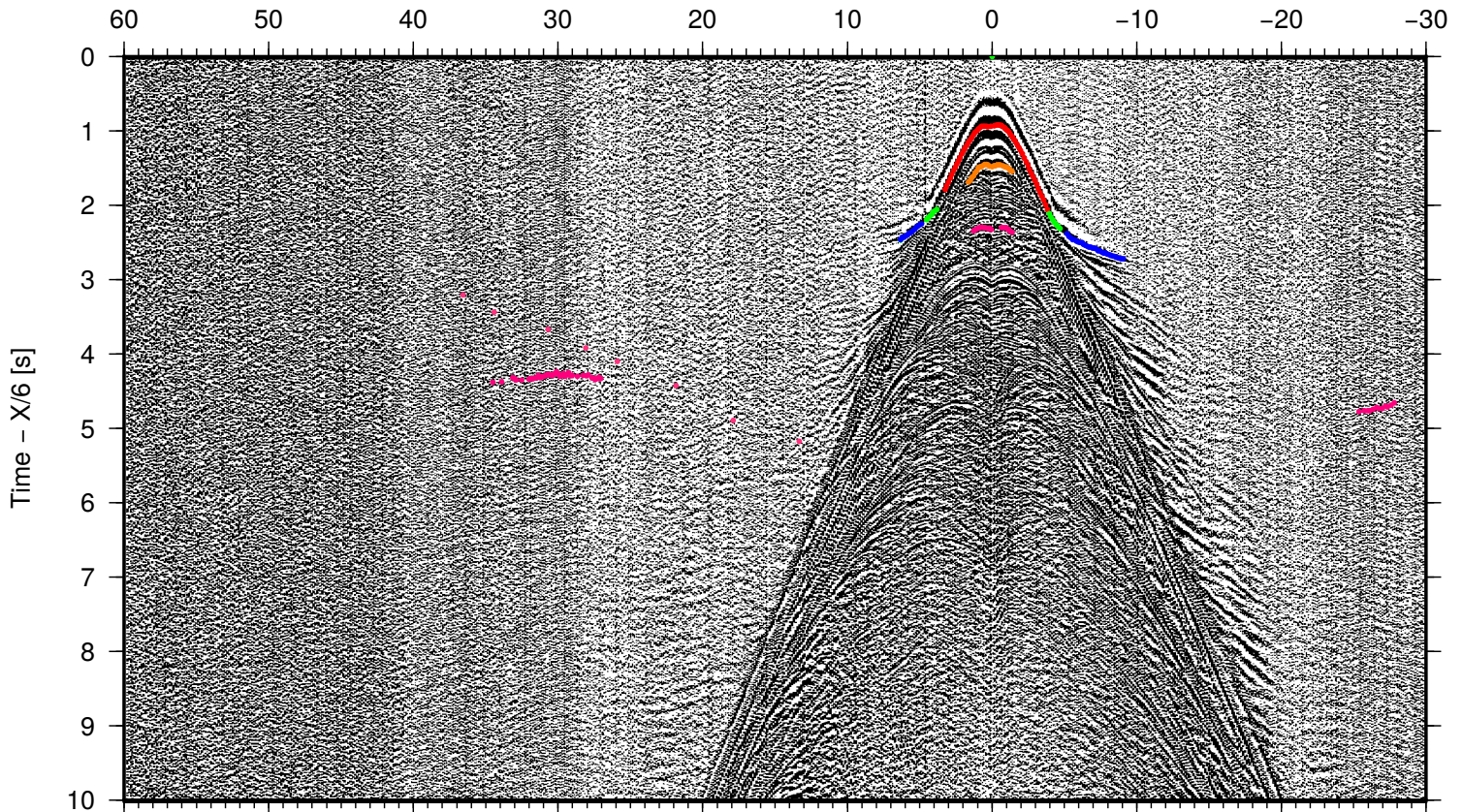
DYONISUS DY3, OBS 03

Offset [km]



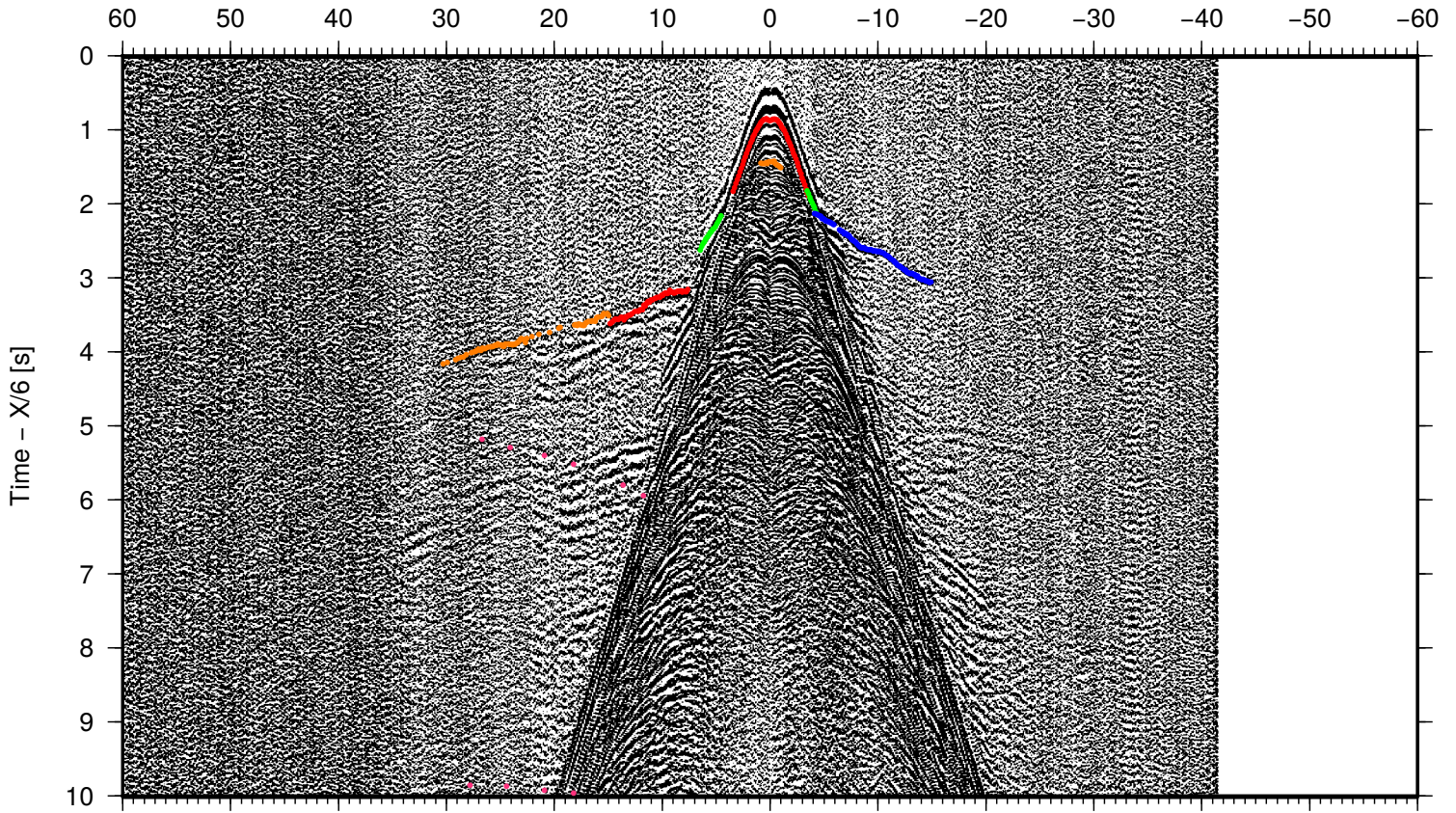
DYONISUS DY3, OBS 04

Offset [km]



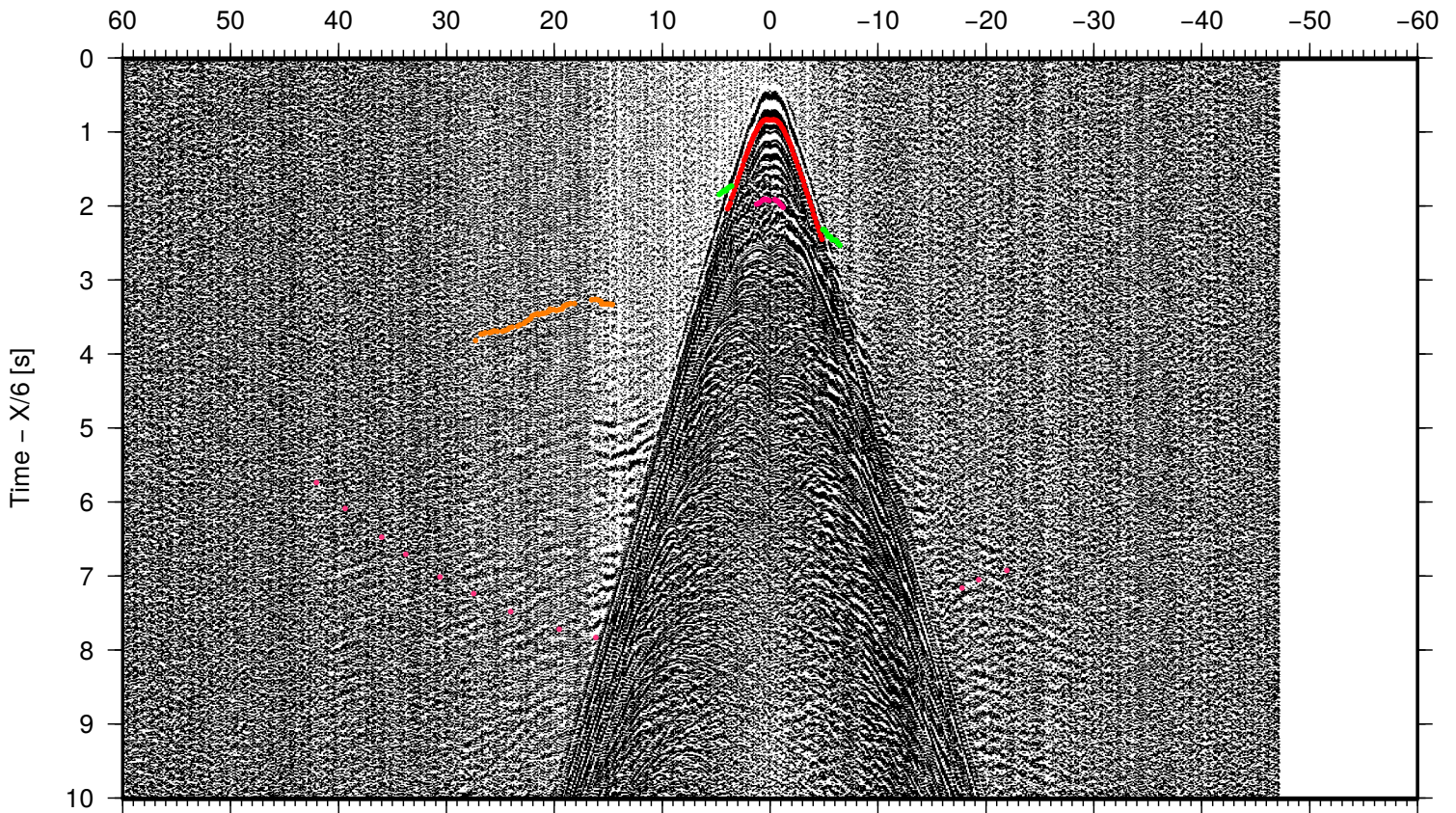
DYONISUS DY3, OBS 05

Offset [km]



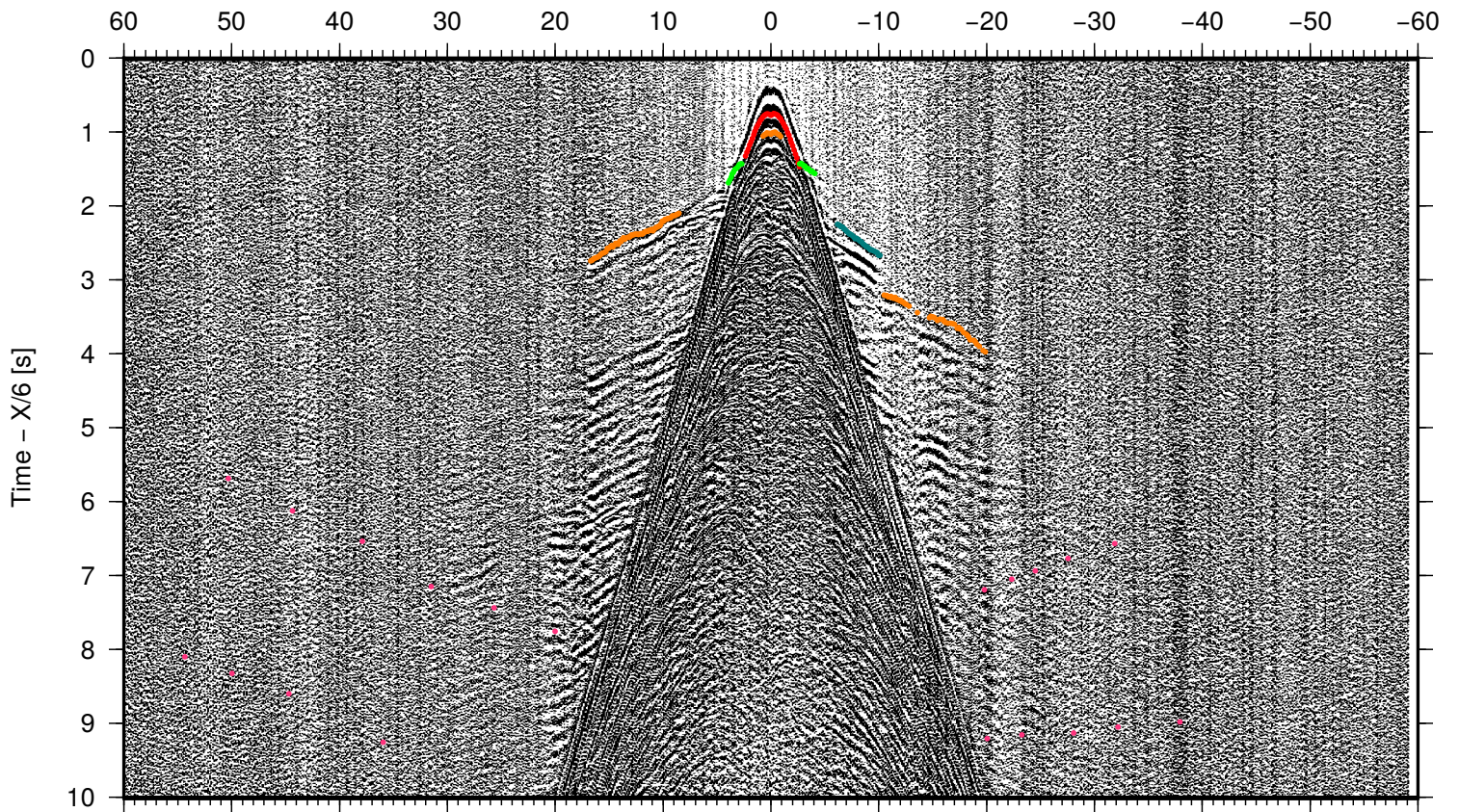
DYONISUS DY3, OBS 06

Offset [km]



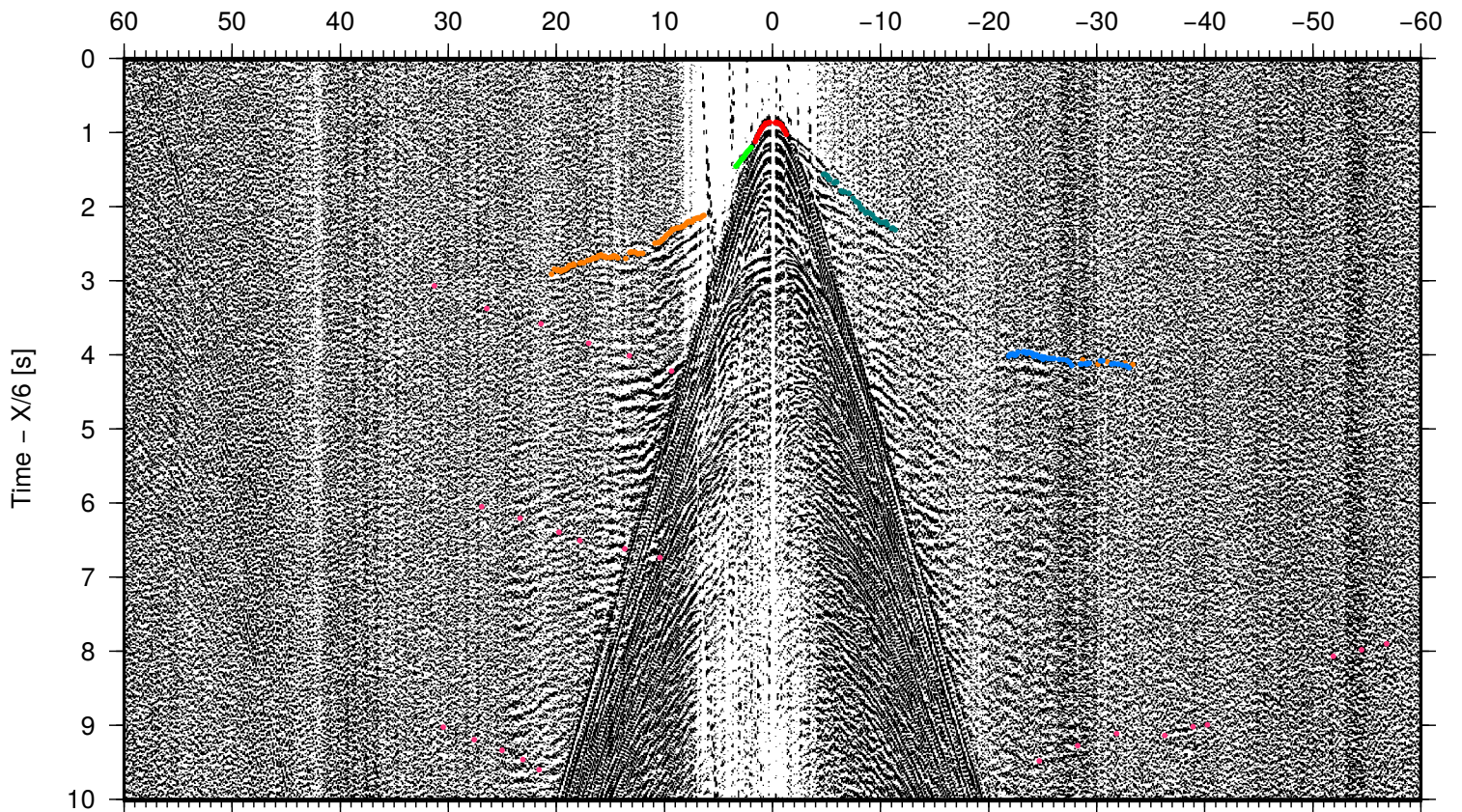
DYONISUS DY3, OBS 08

Offset [km]



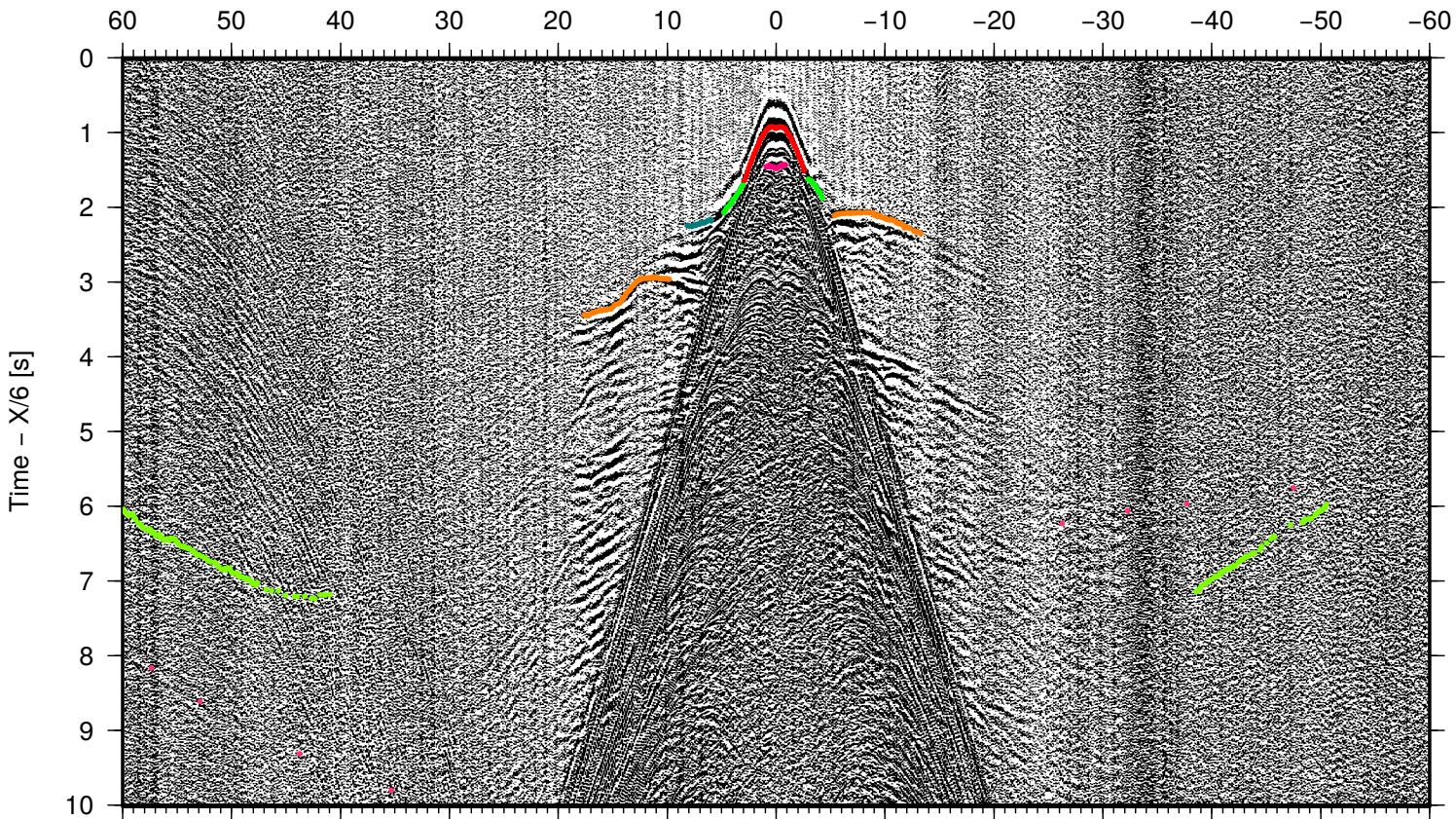
DYONISUS DY3, OBS 09

Offset [km]



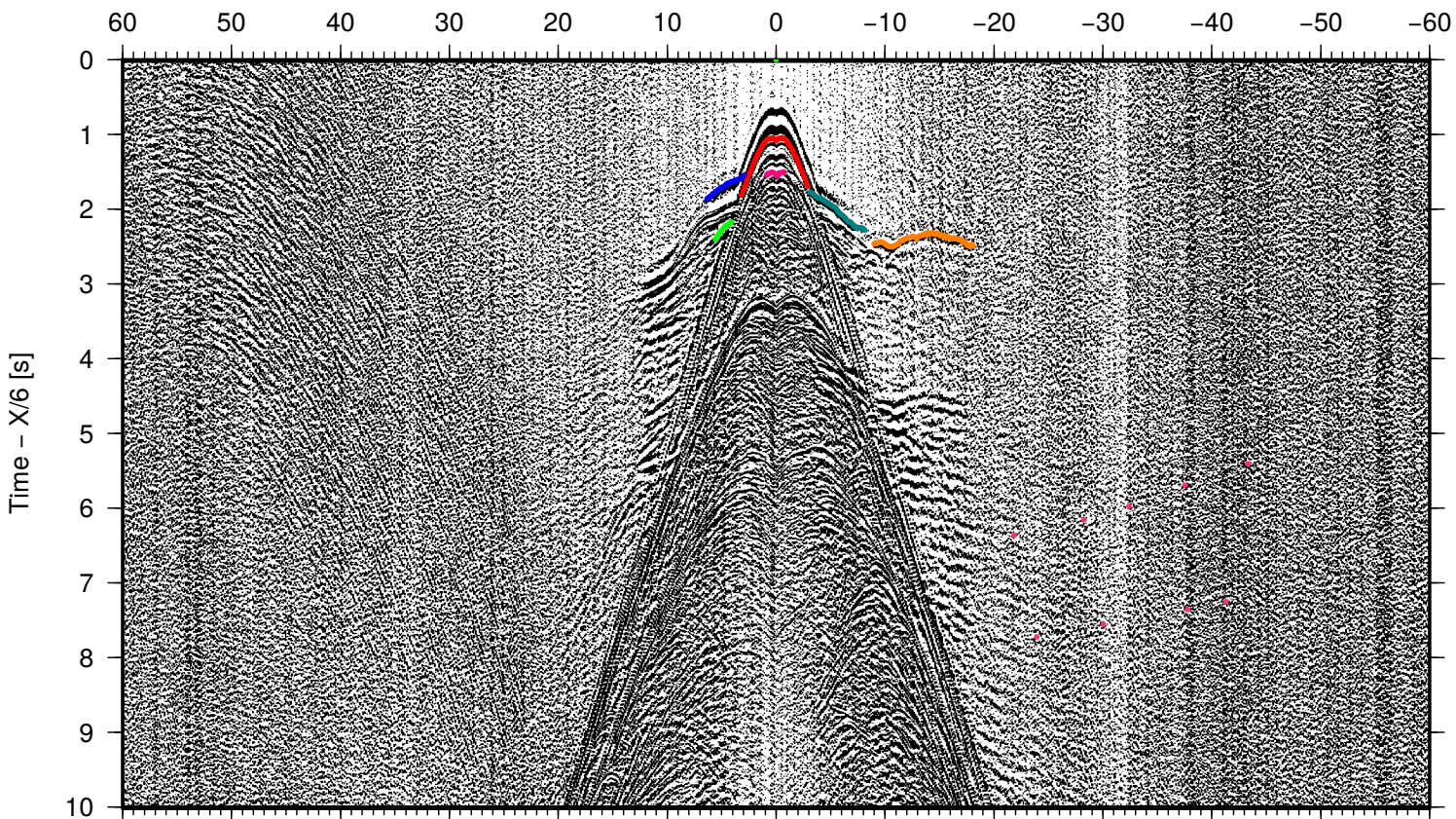
DYONISUS DY3, OBS 10

Offset [km]



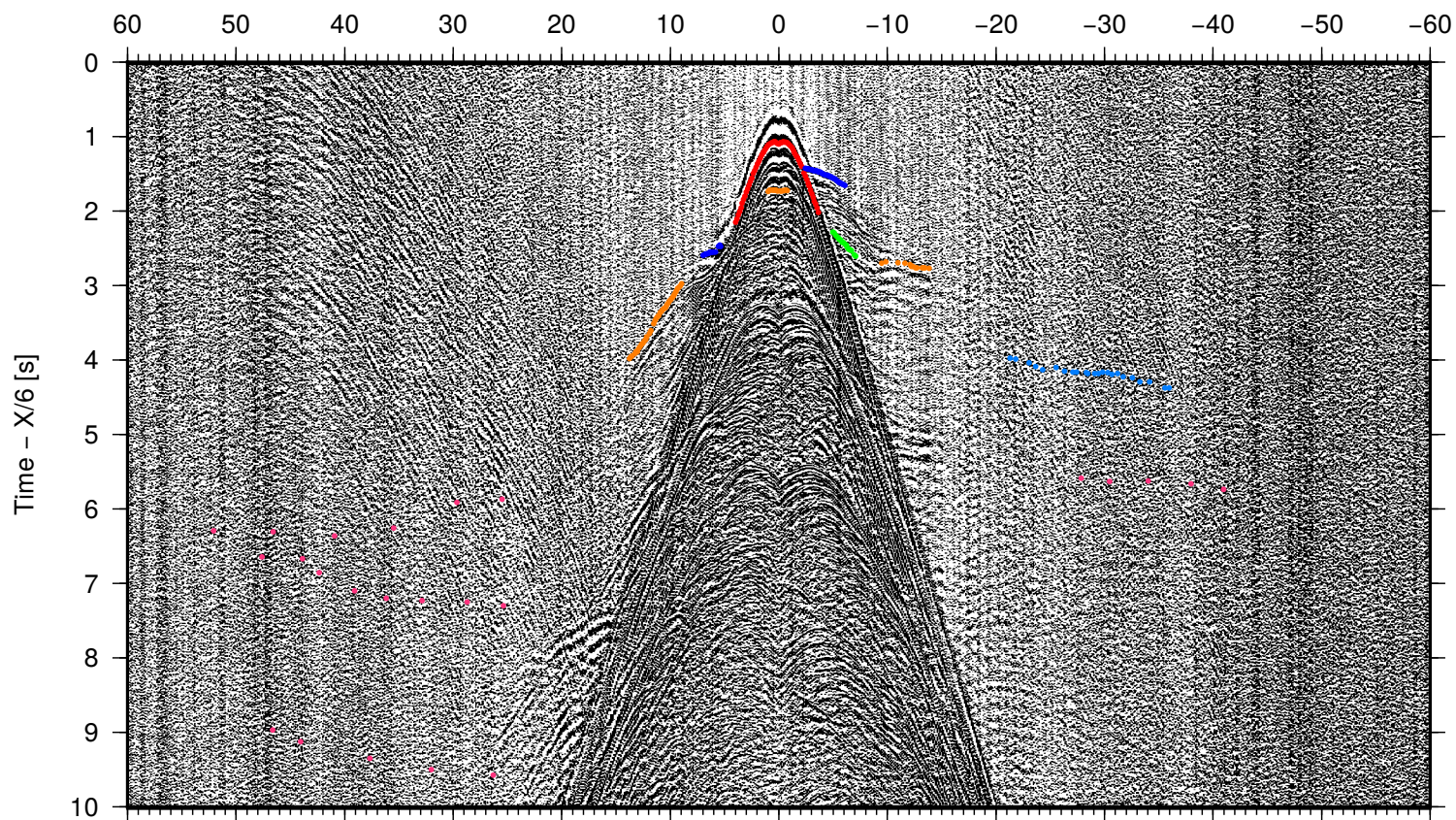
DYONISUS DY3, OBS 11

Offset [km]



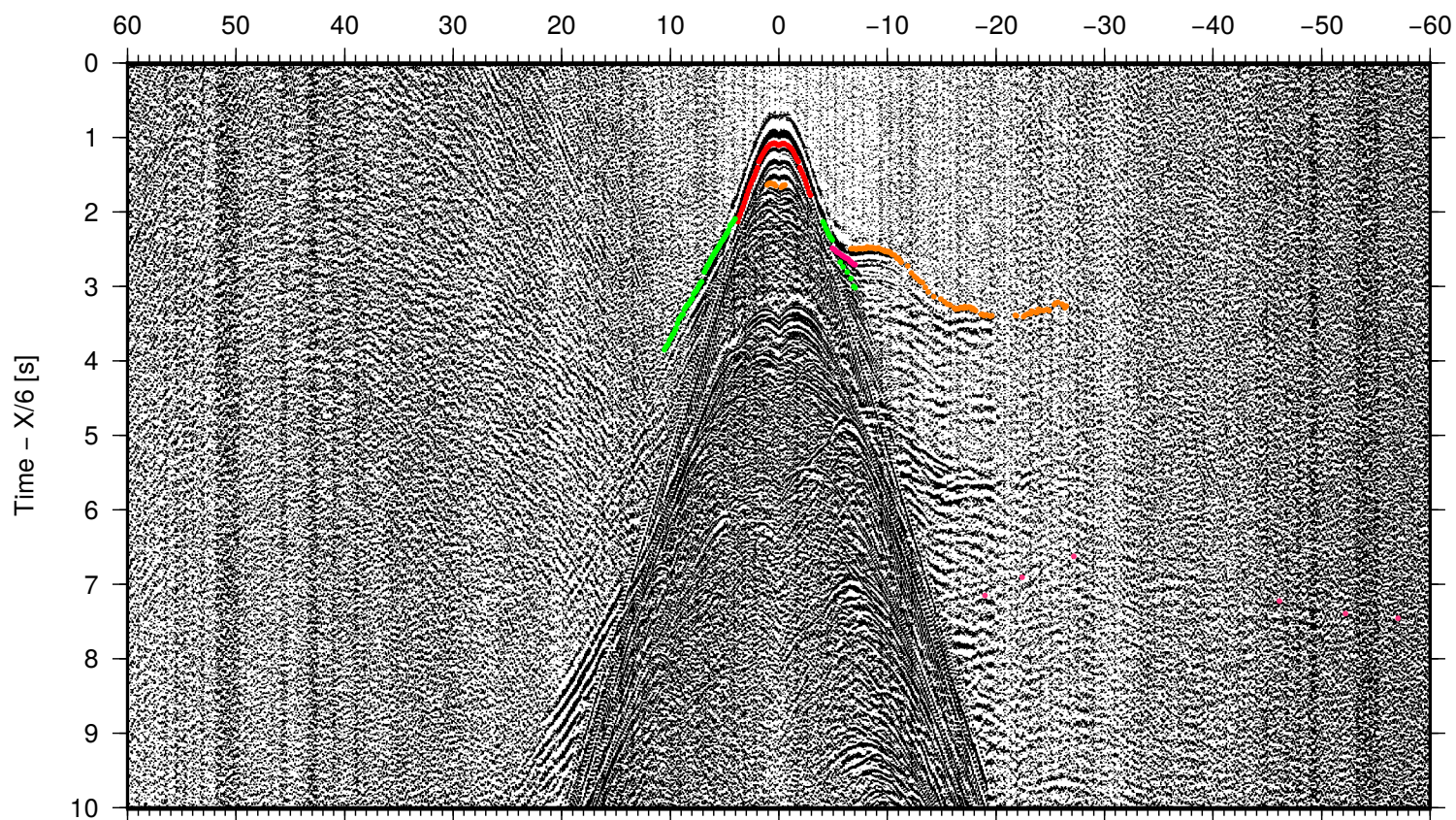
DYONISUS DY3, OBS 12

Offset [km]



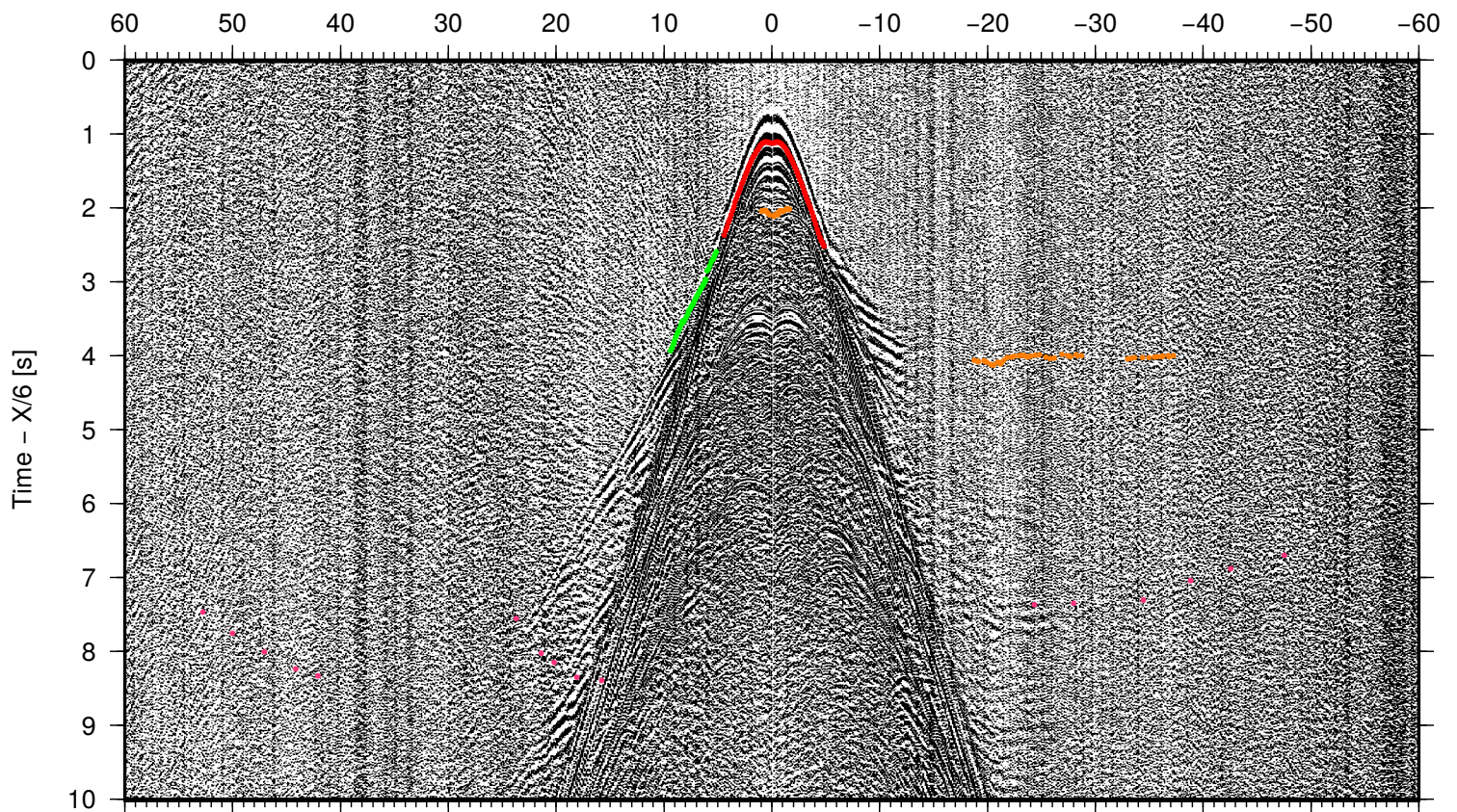
DYONISUS DY3, OBS 13

Offset [km]



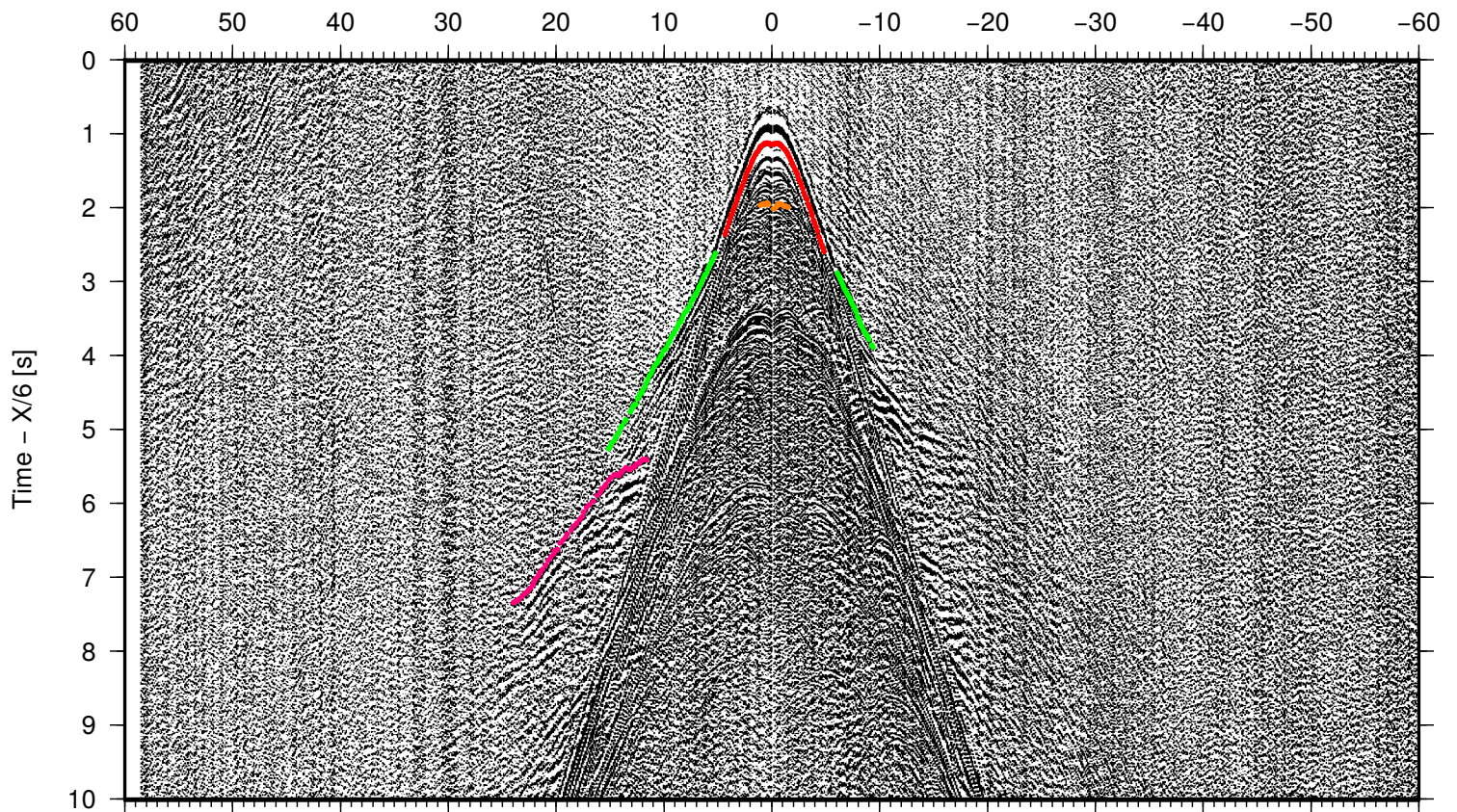
DYONISUS DY3, OBS 14

Offset [km]



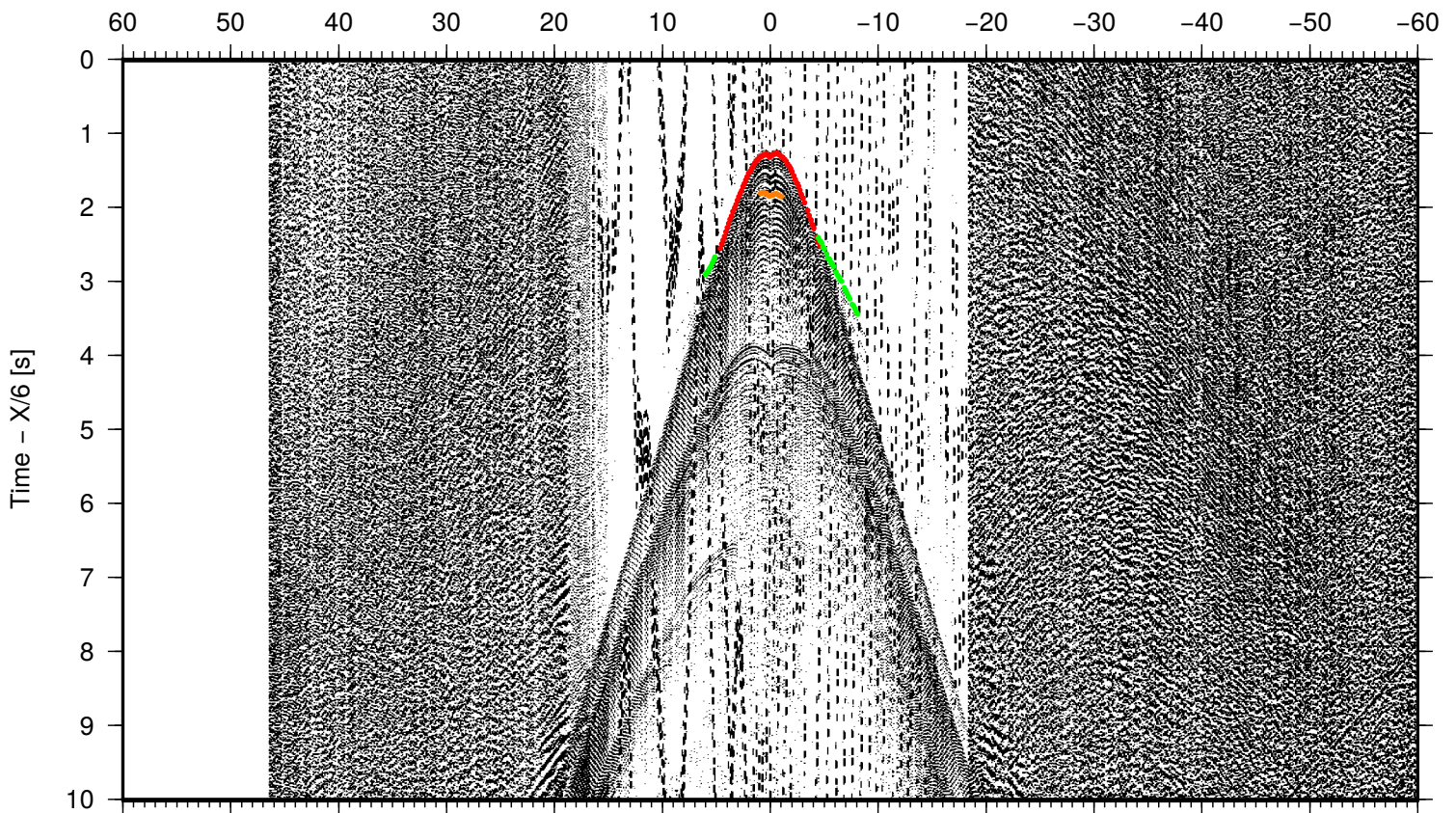
DYONISUS DY3, OBS 15

Offset [km]



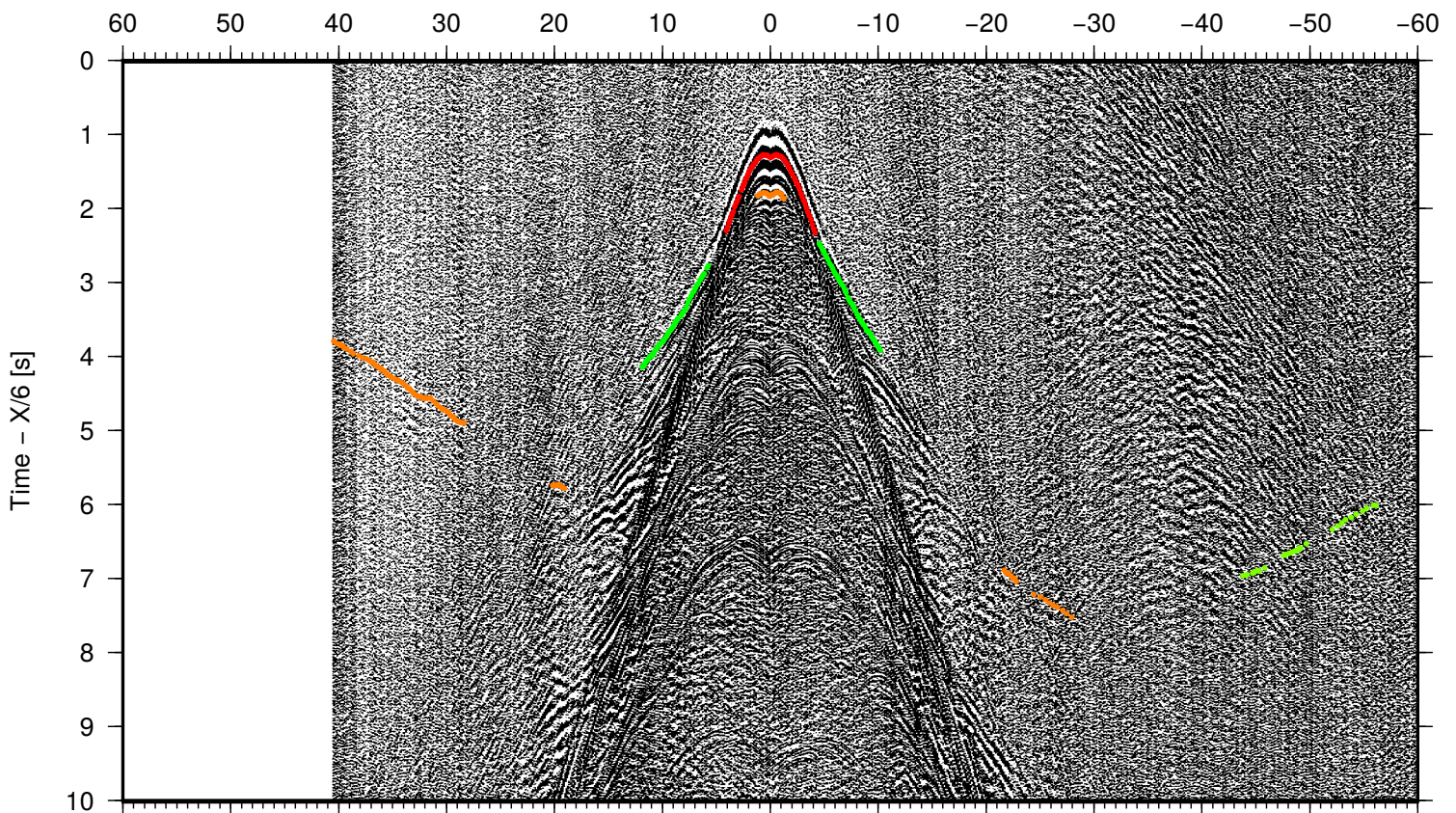
DYONISUS DY3, OBS 17

Offset [km]



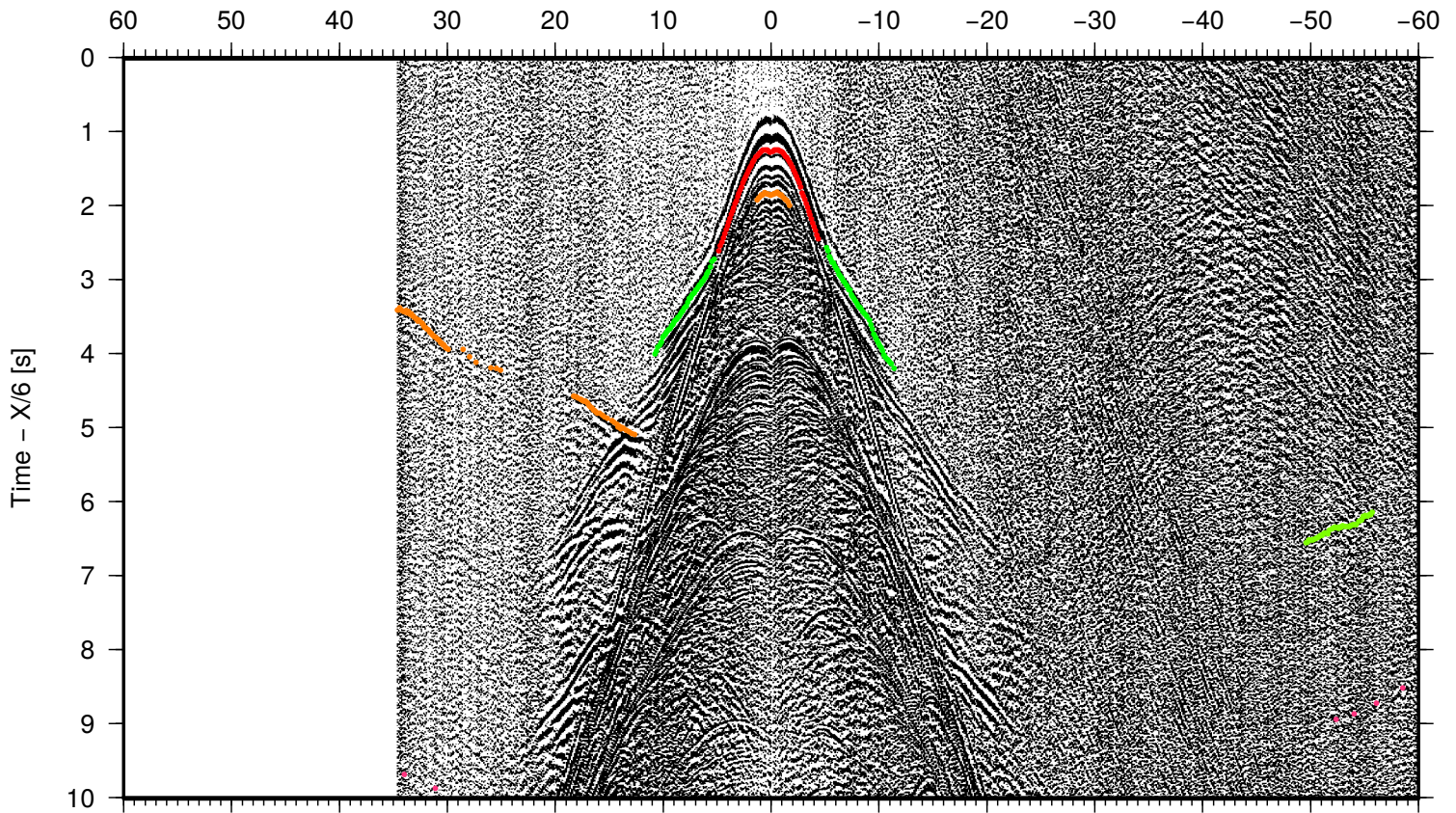
DYONISUS DY3, OBS 18

Offset [km]



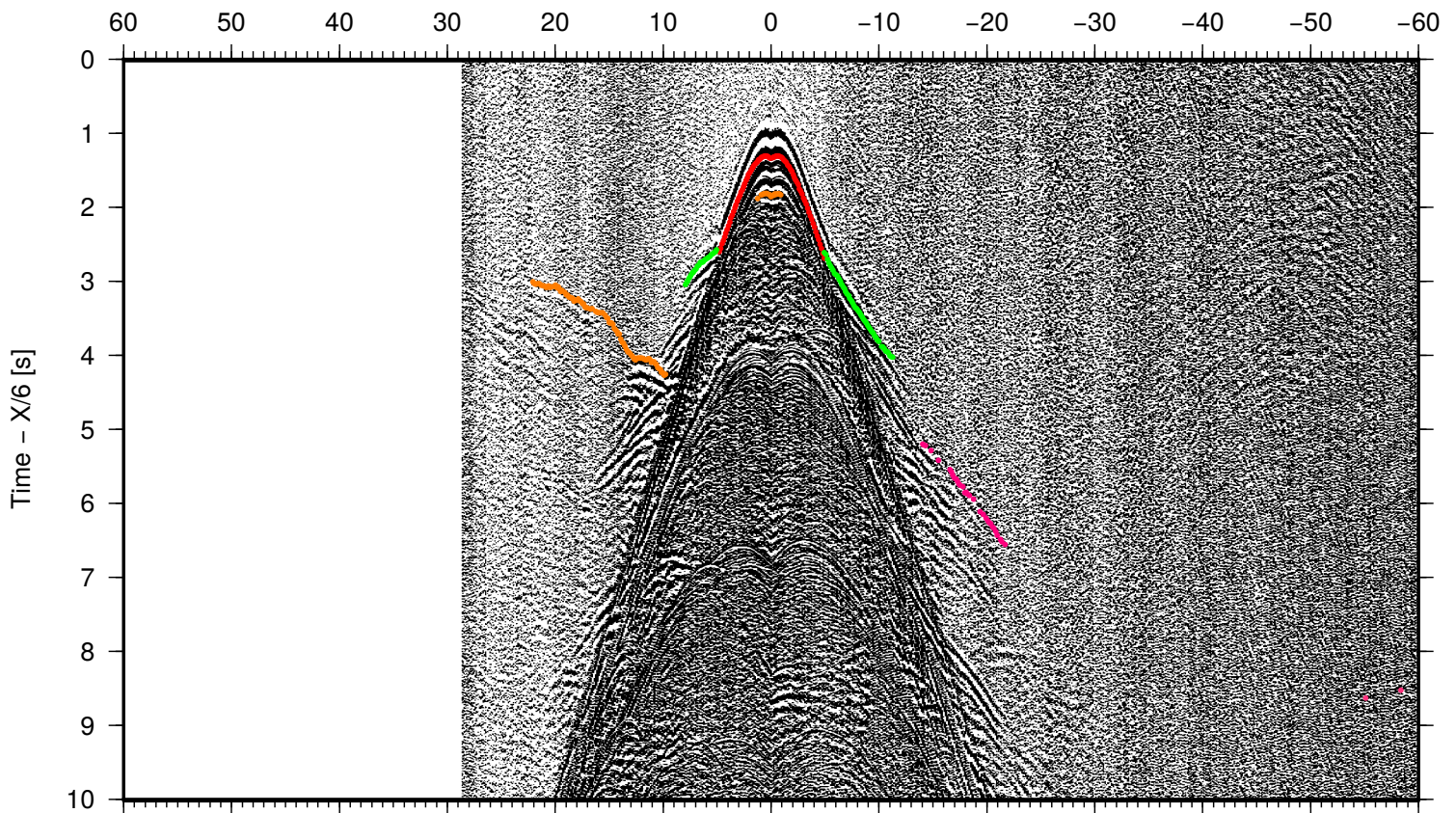
DYONISUS DY3, OBS 19

Offset [km]



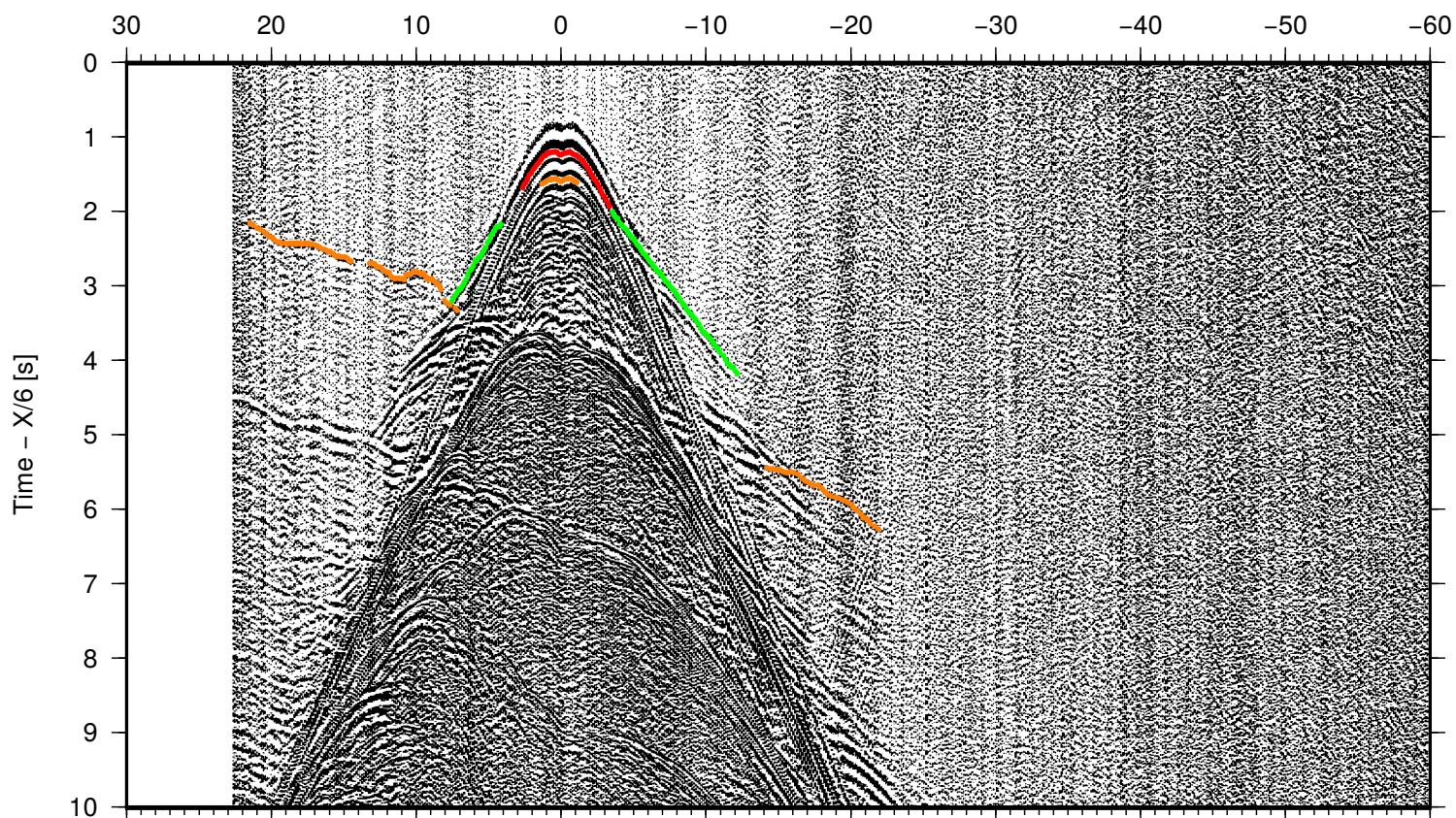
DYONISUS DY3, OBS 20

Offset [km]



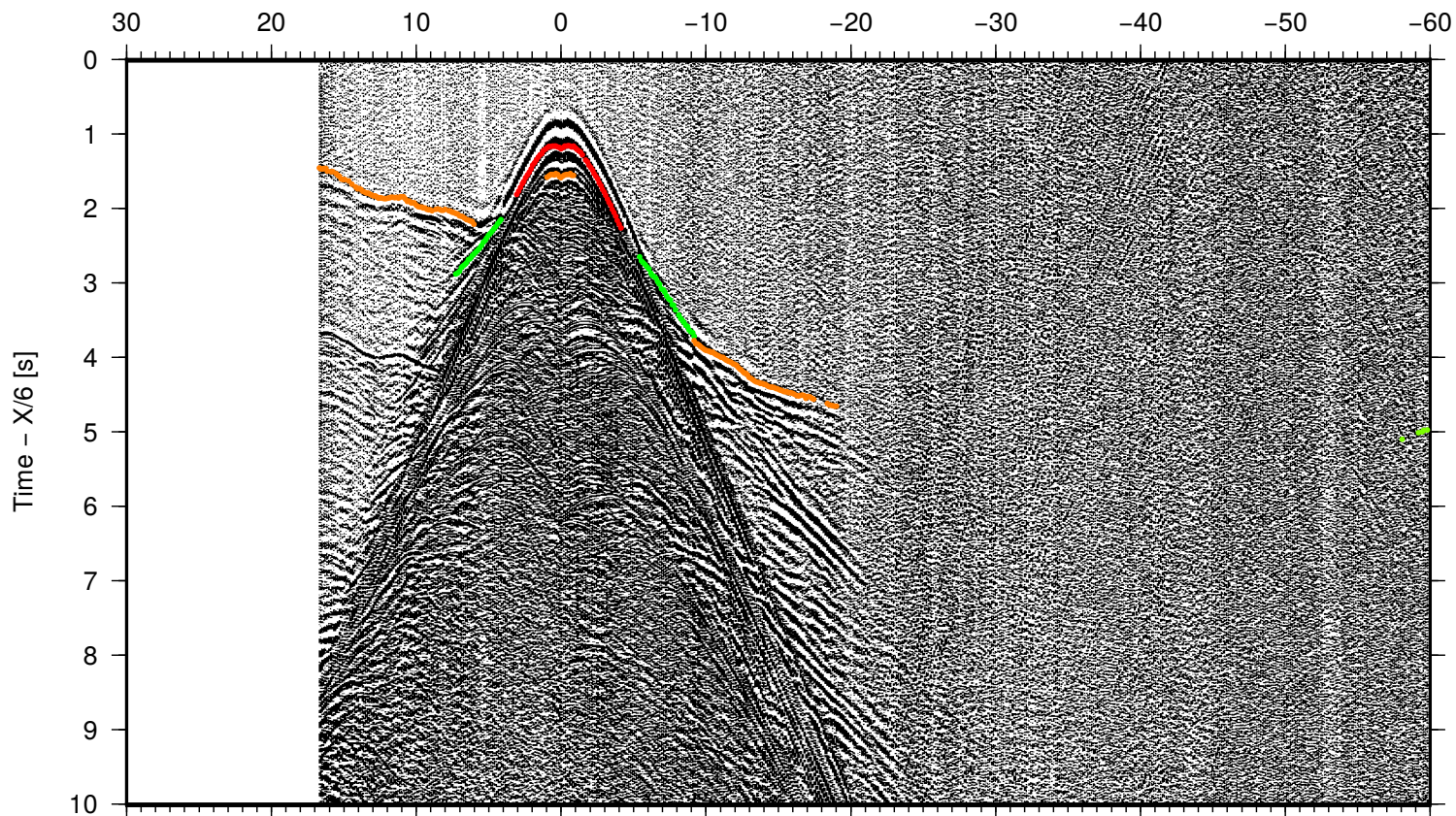
DYONISUS DY3, OBS 21

Offset [km]



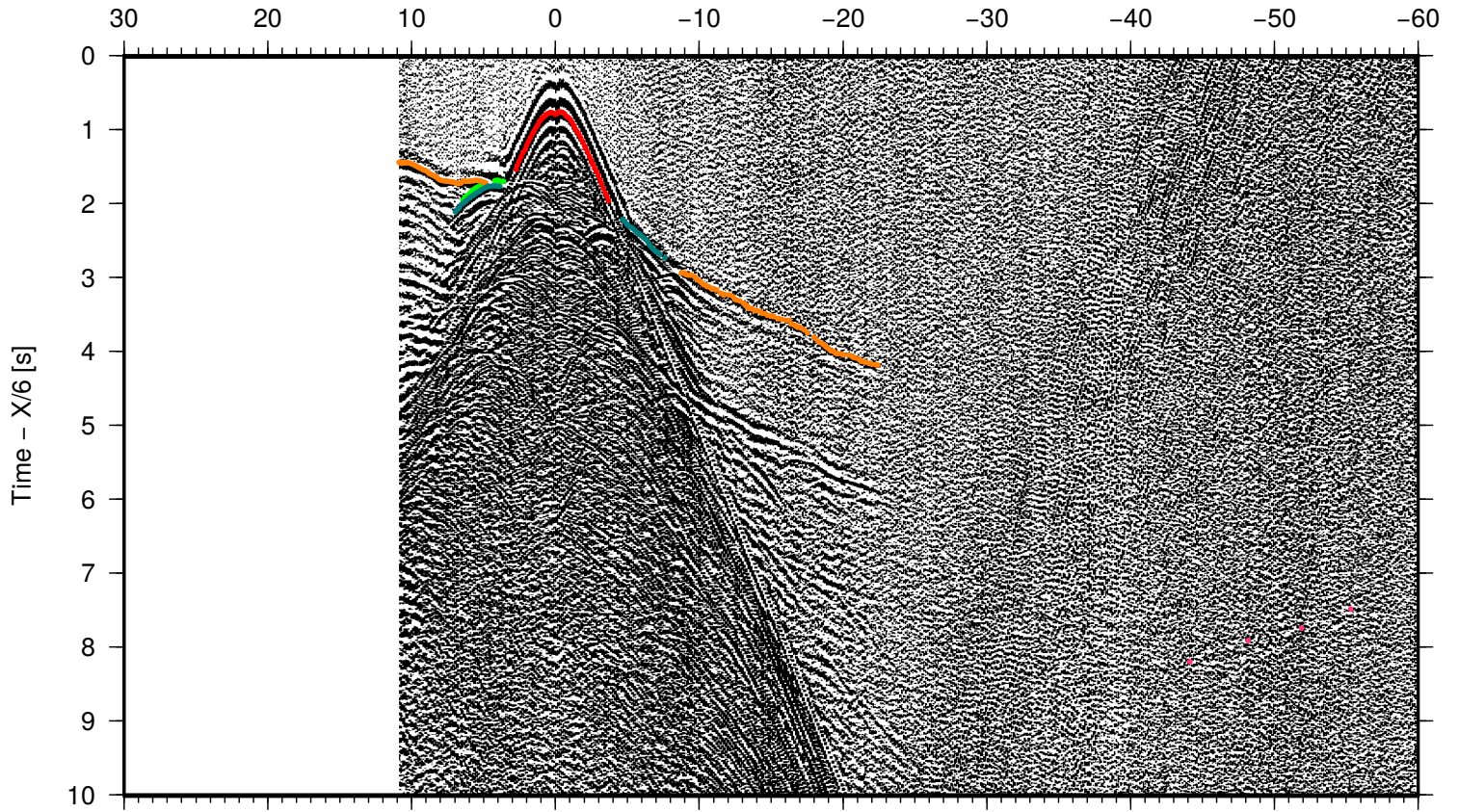
DYONISUS DY3, OBS 22

Offset [km]



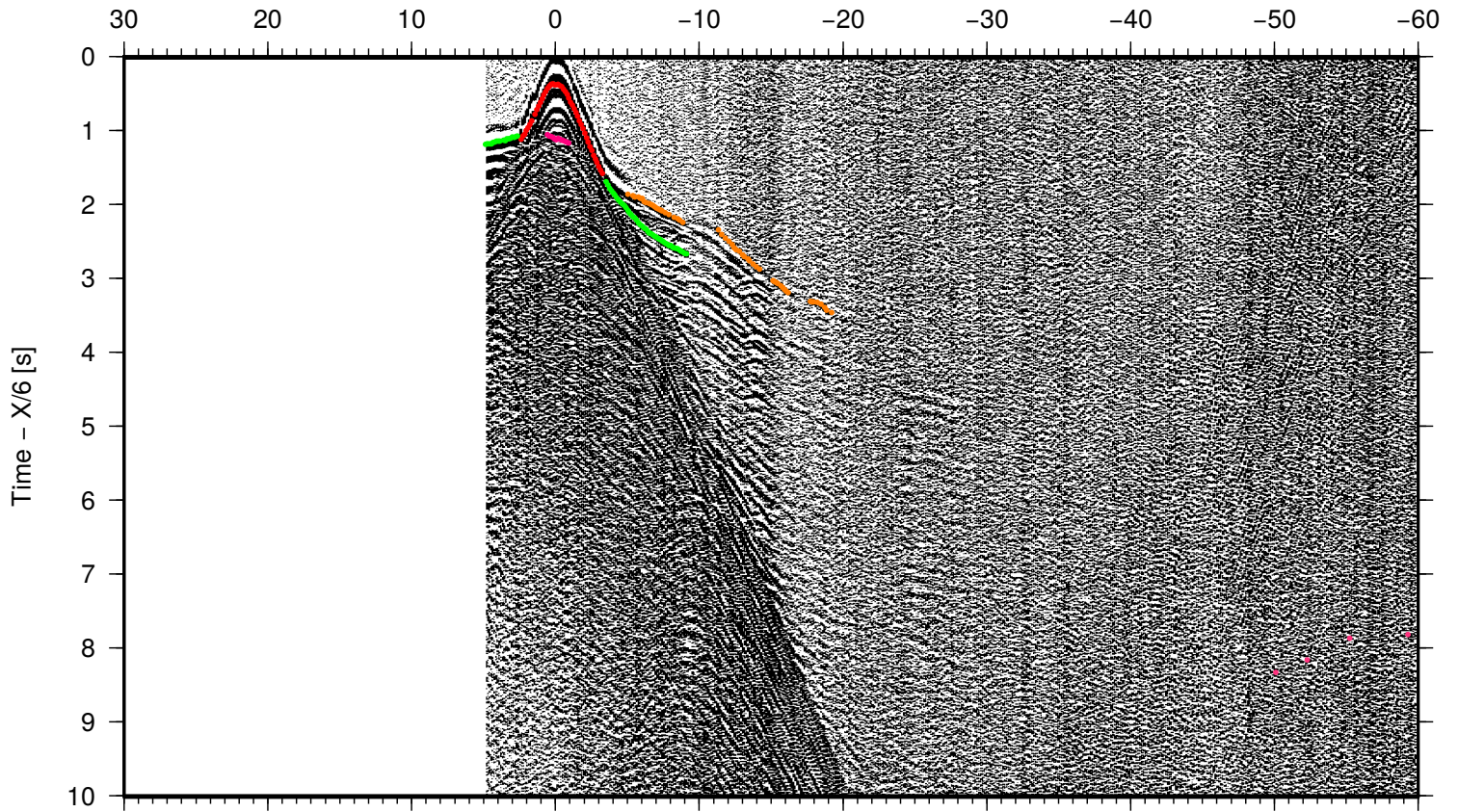
DYONISUS DY3, OBS 23

Offset [km]



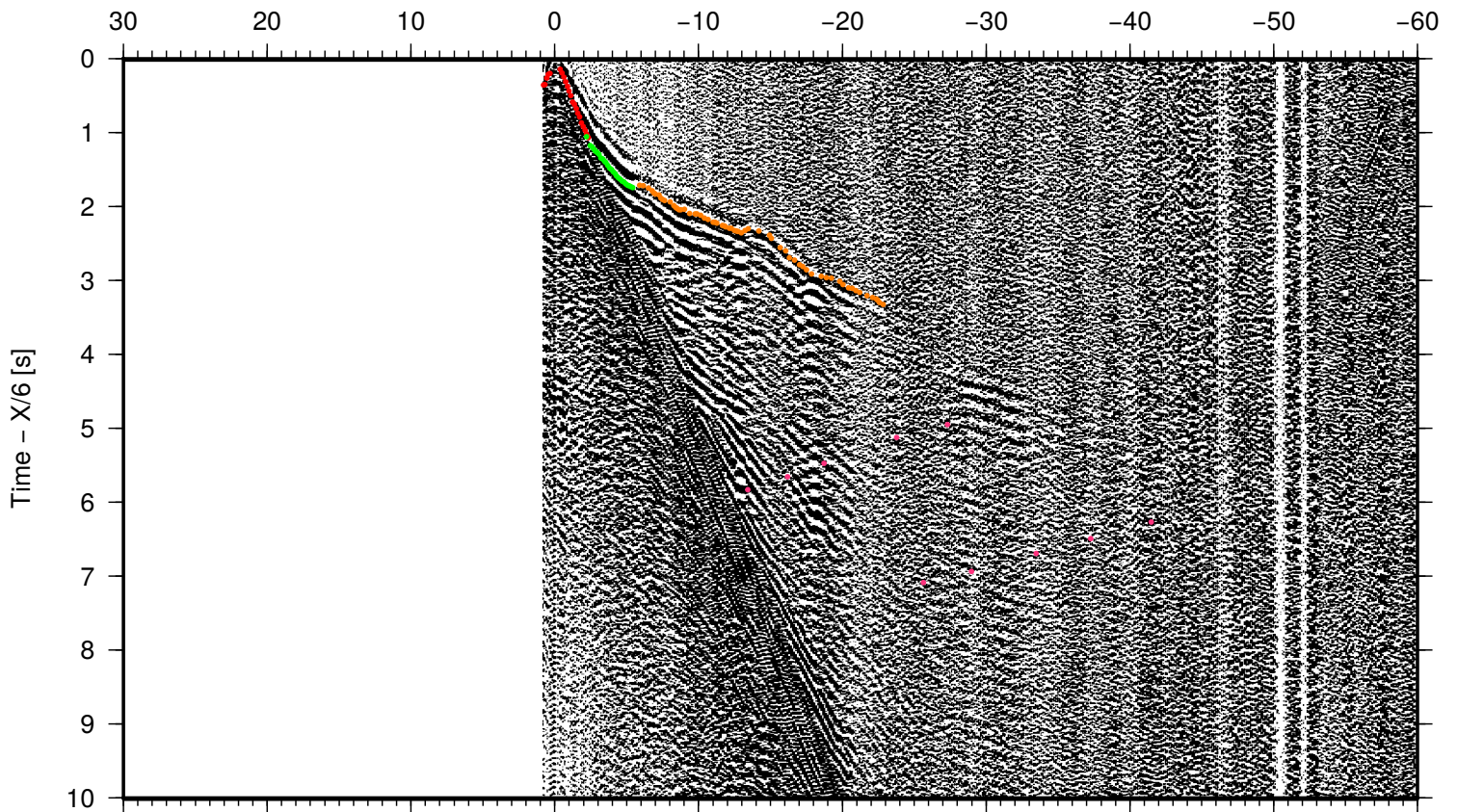
DYONISUS DY3, OBS 24

Offset [km]

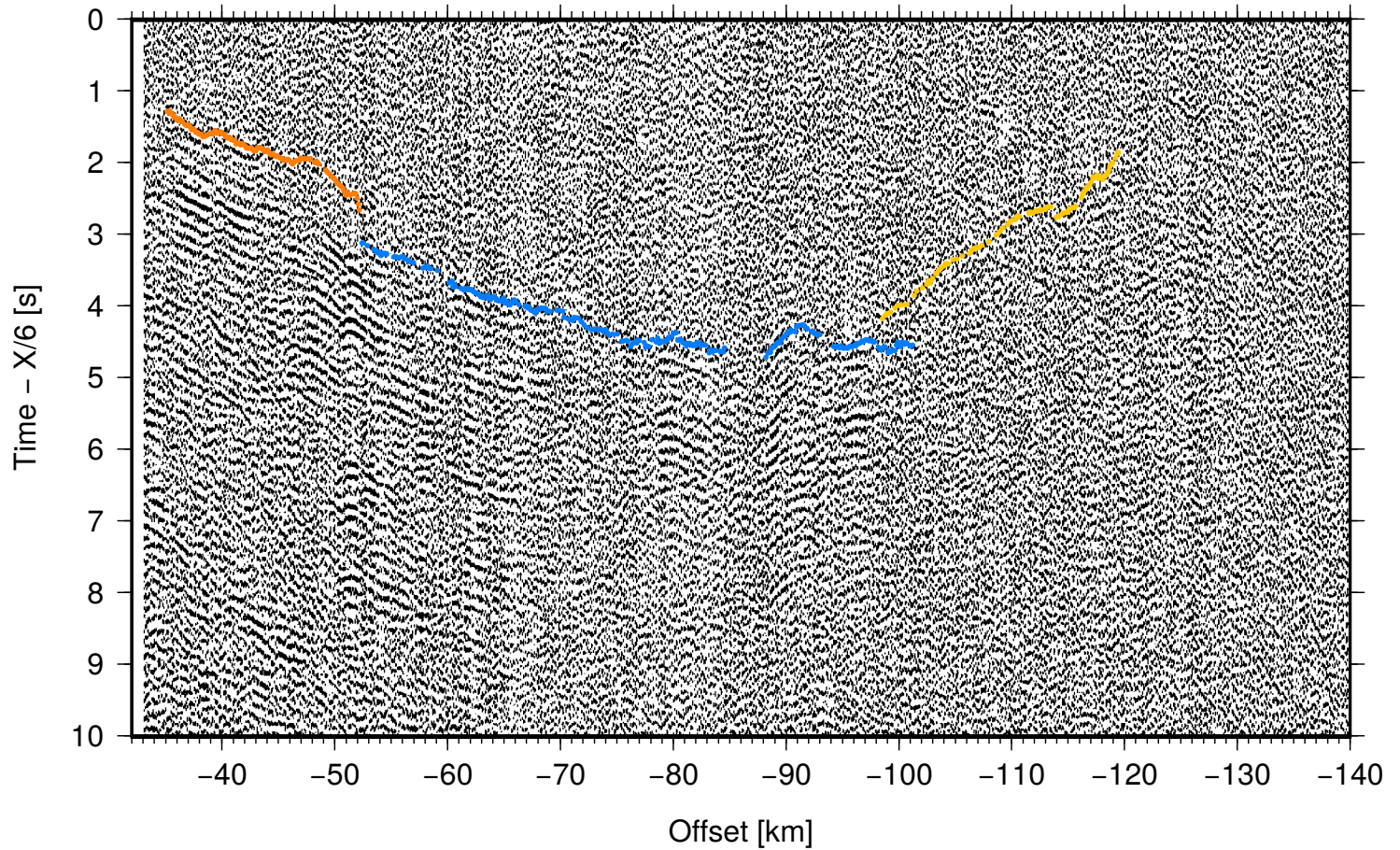


DYONISUS DY3, OBS 25

Offset [km]

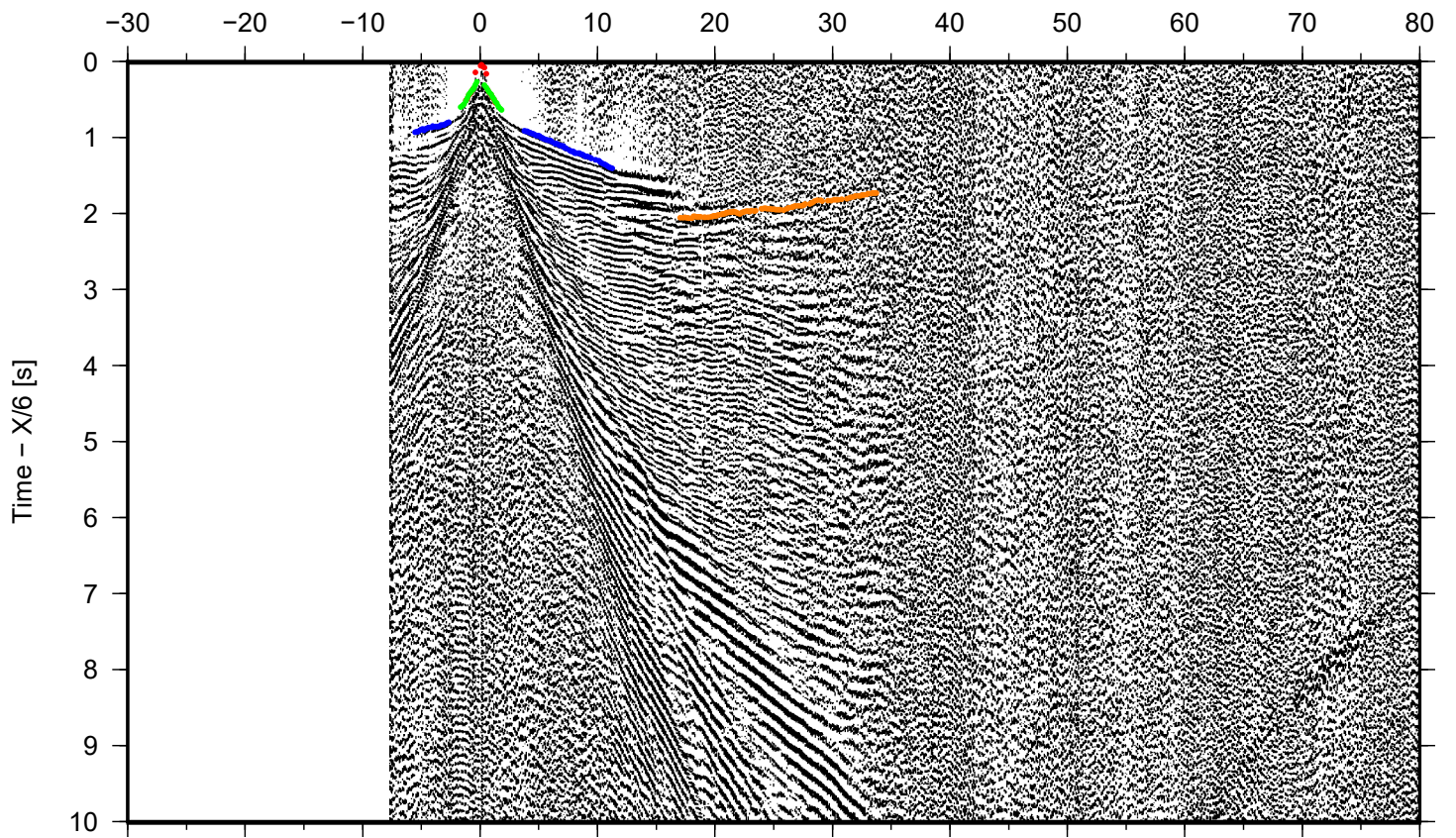


DYONISUS DY3, land 6



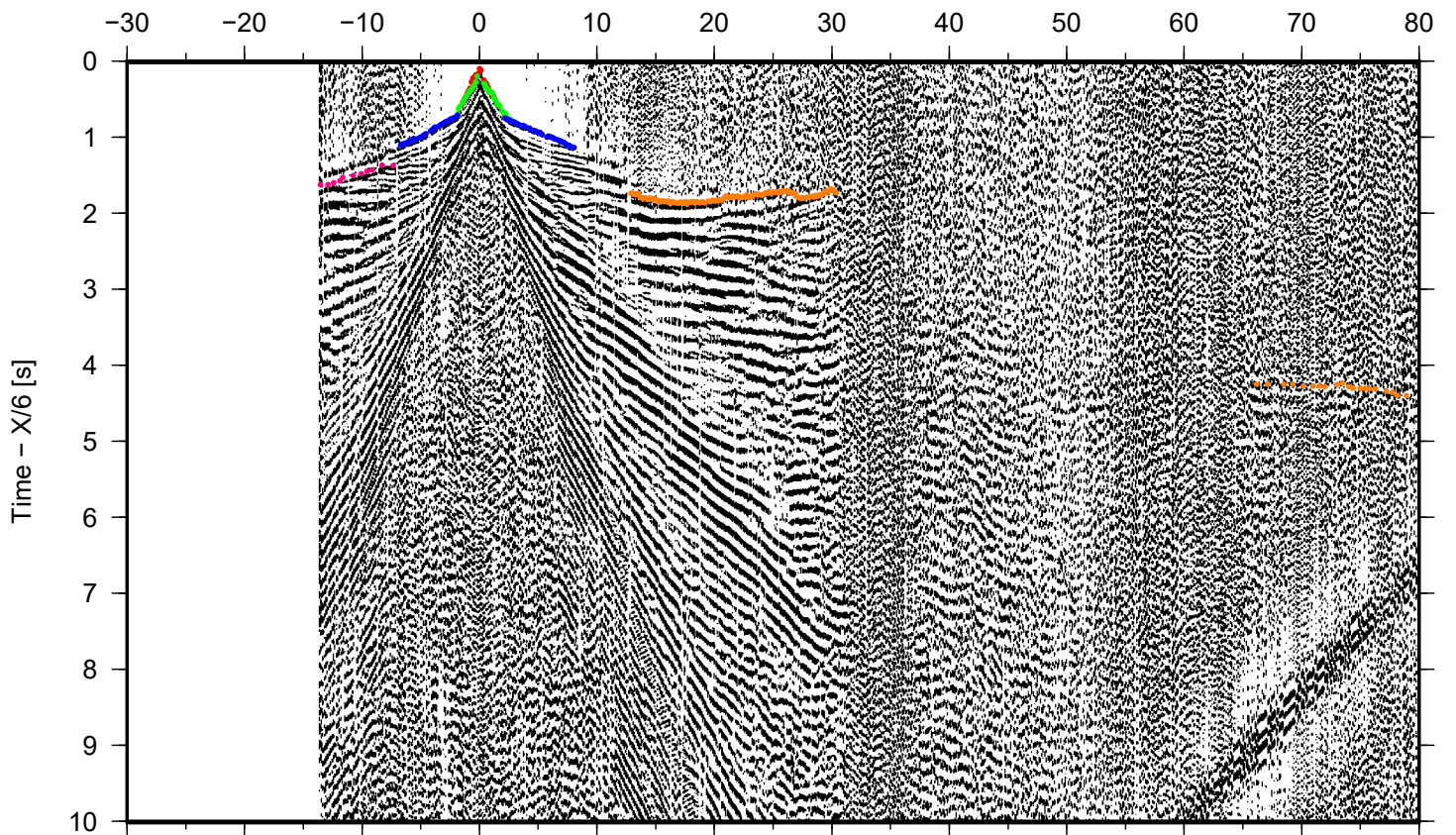
DYONISUS DY1, OBS 01

Offset [km]



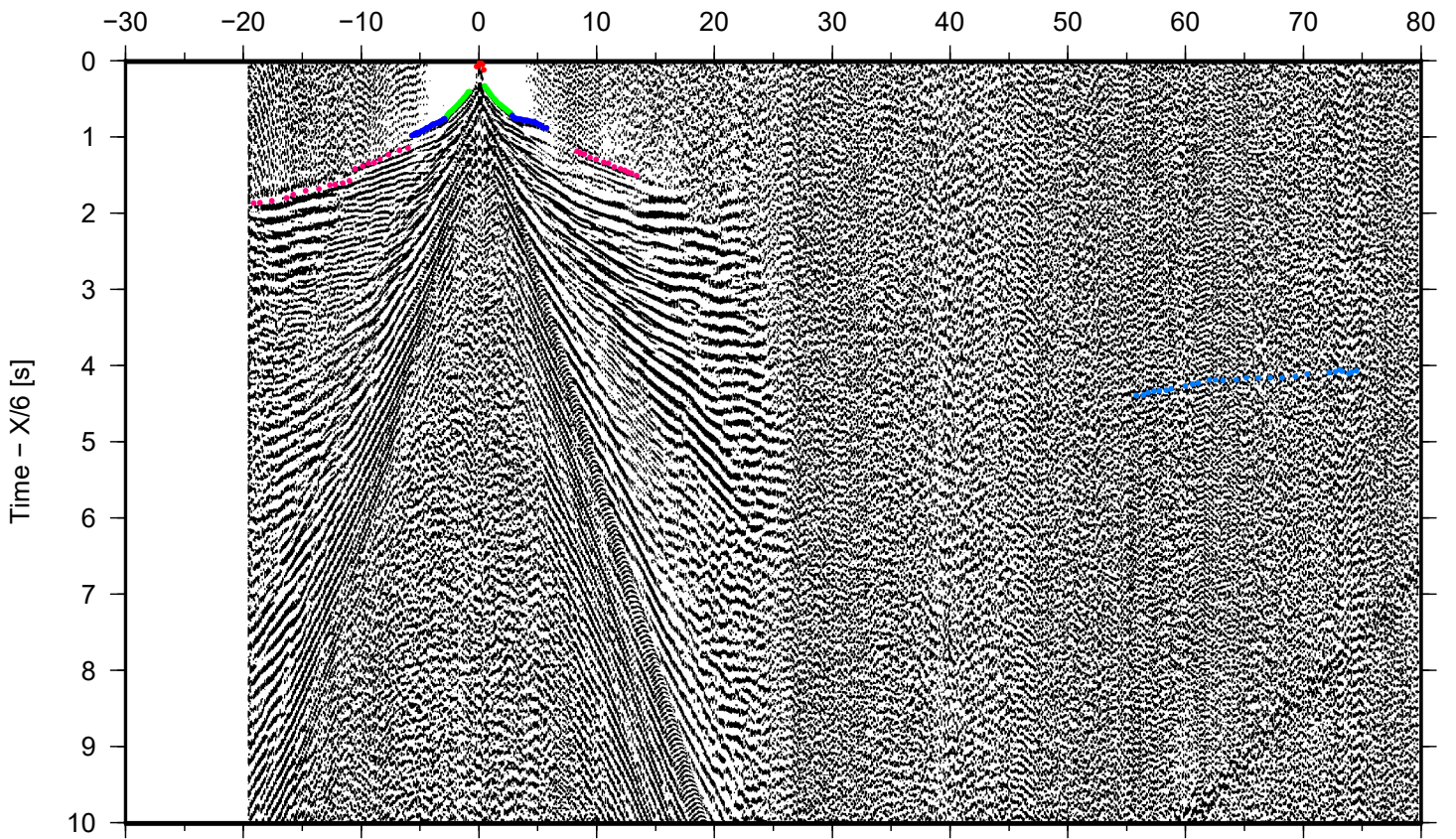
DYONISUS DY1, OBS 02

Offset [km]



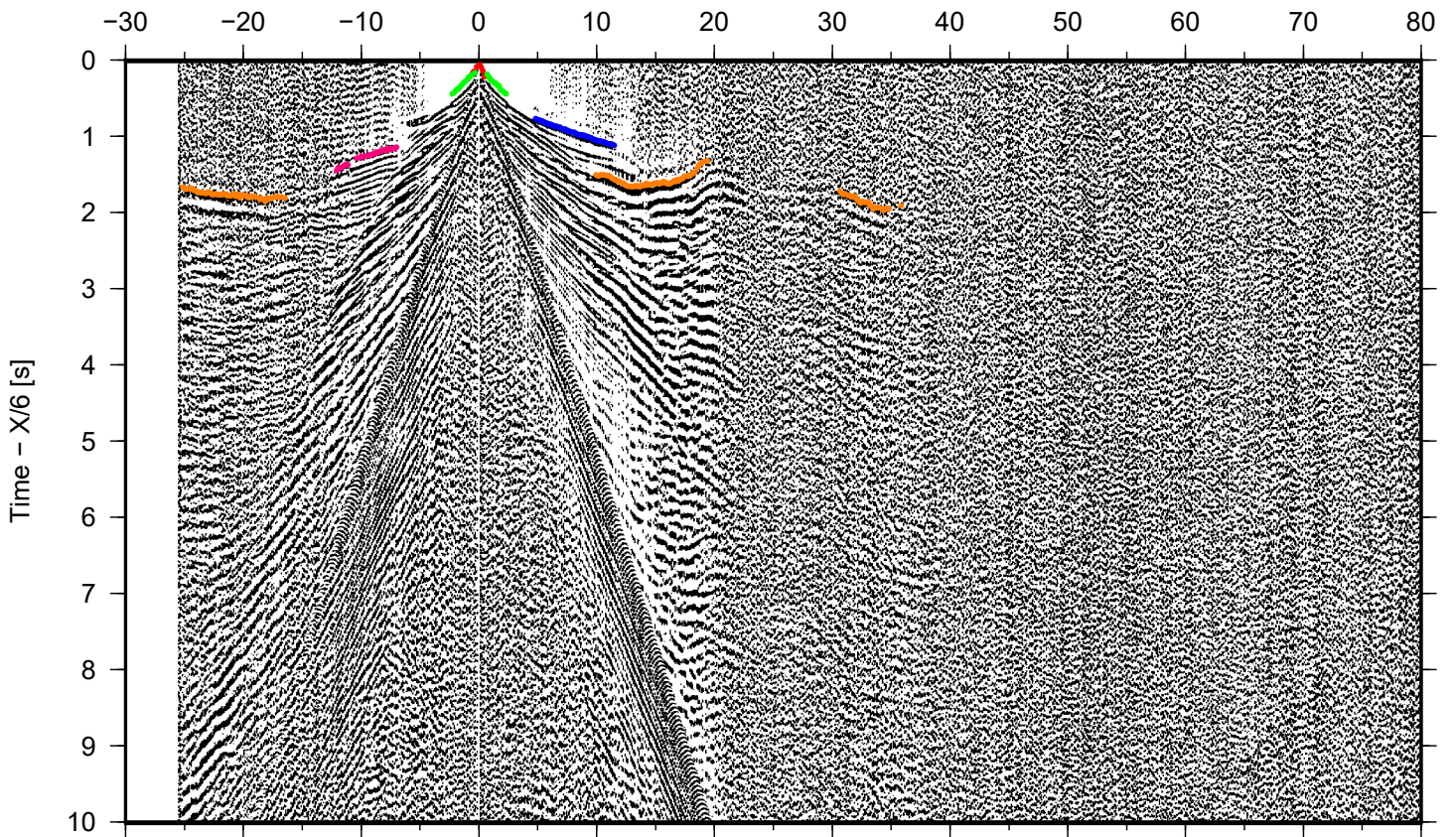
DYONISUS DY1, OBS 03

Offset [km]



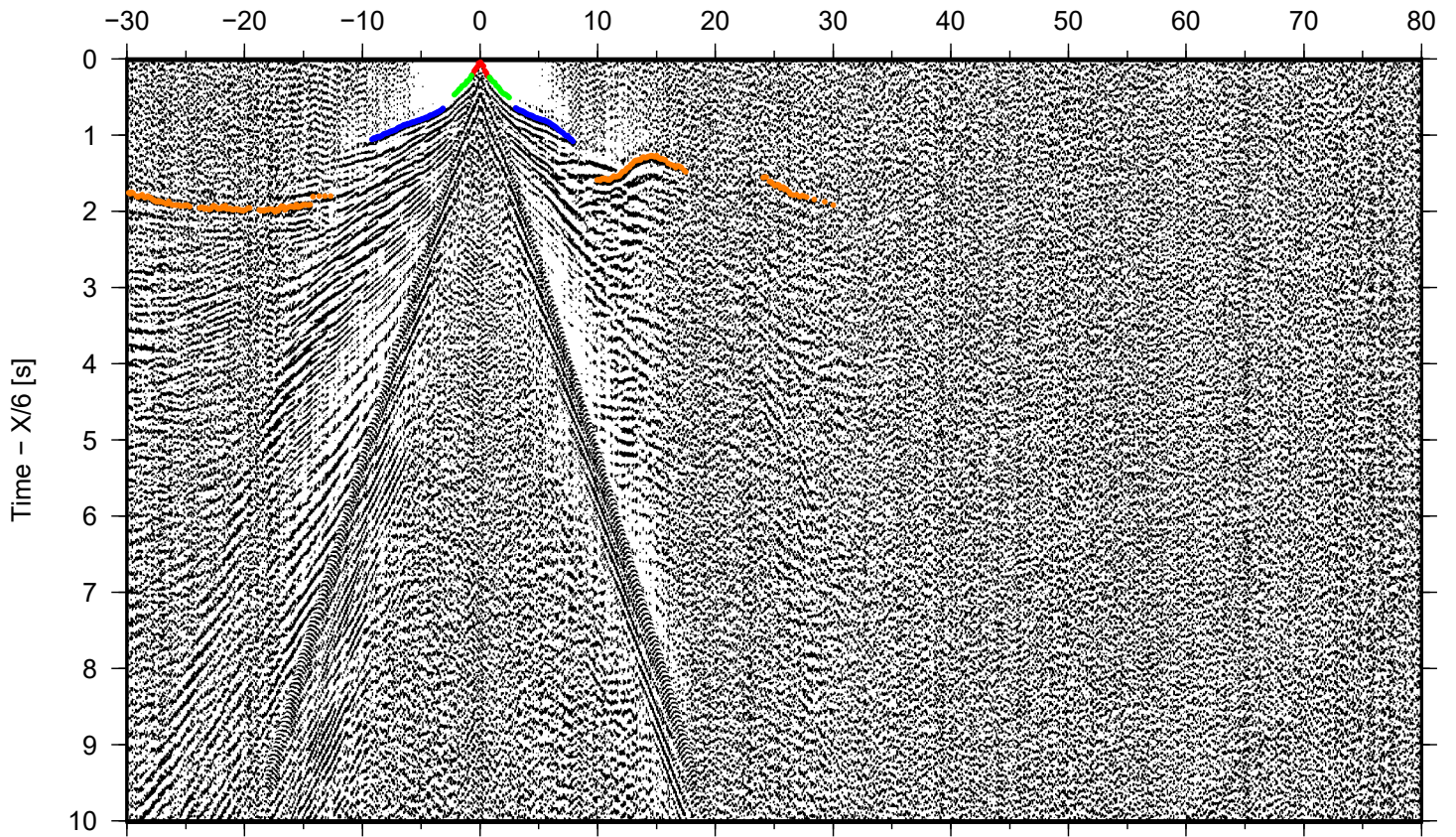
DYONISUS DY1, OBS 04

Offset [km]



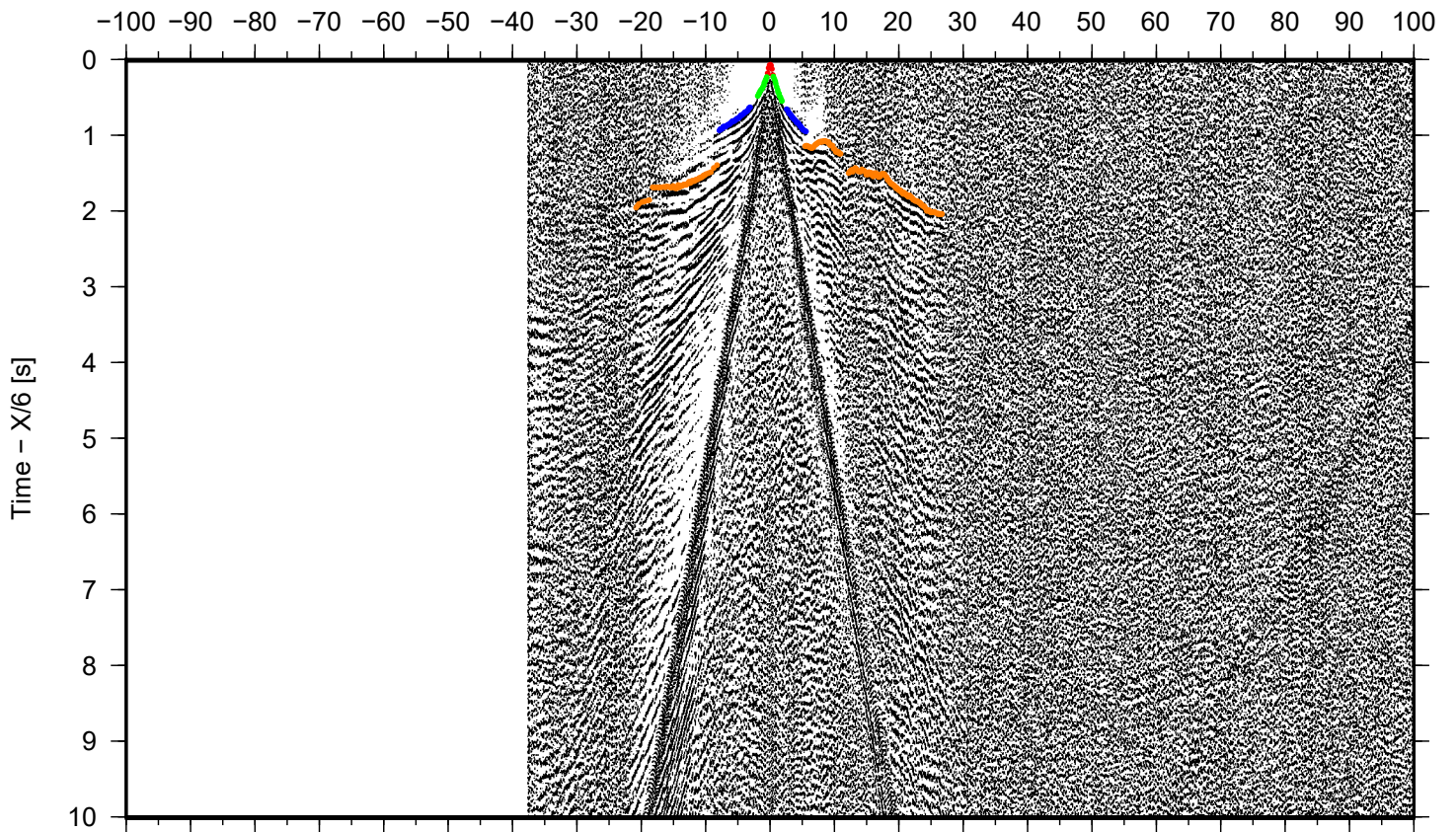
DYONISUS DY1, OBS 05

Offset [km]



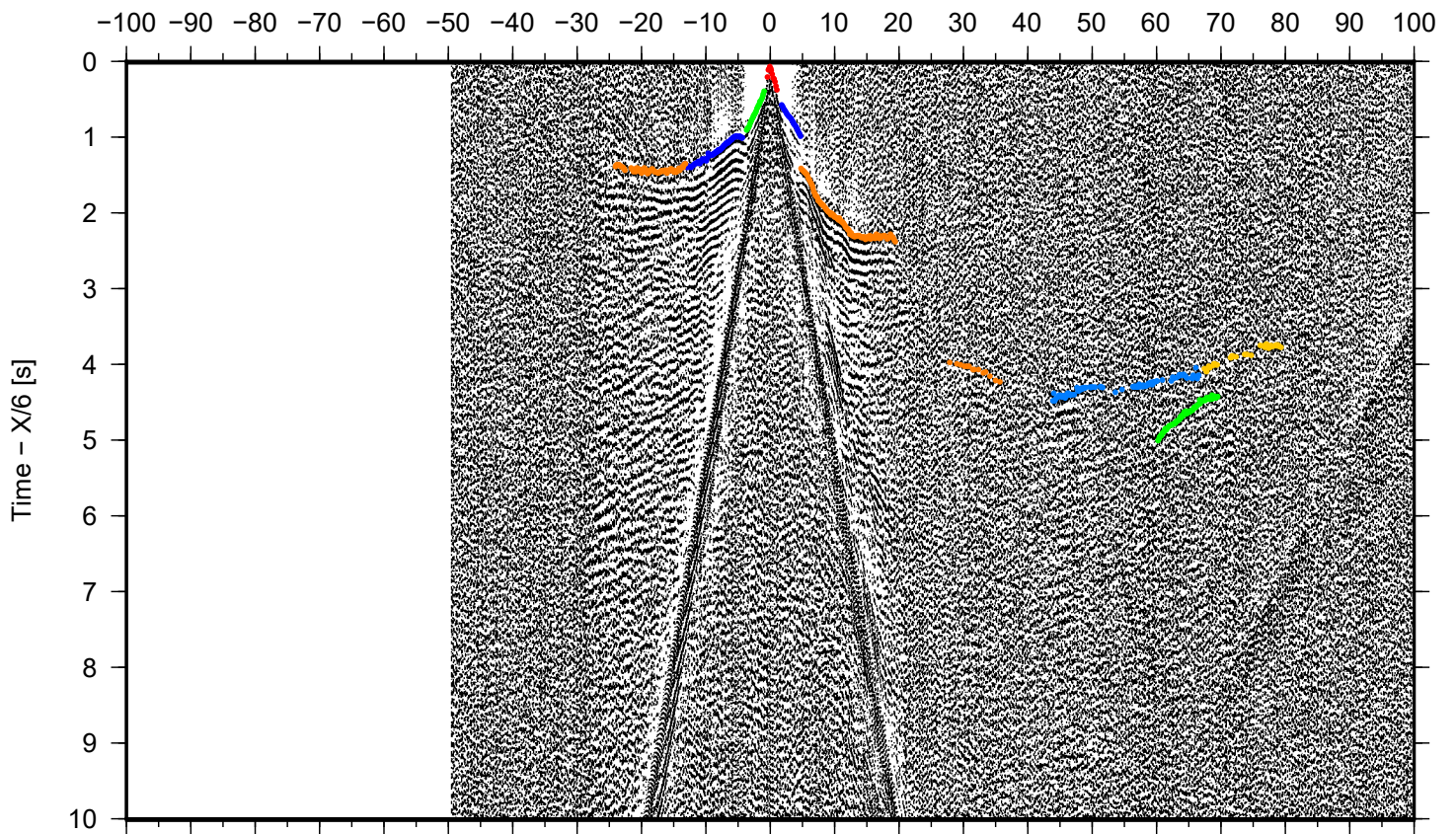
DYONISUS DY1, OBS 06

Offset [km]



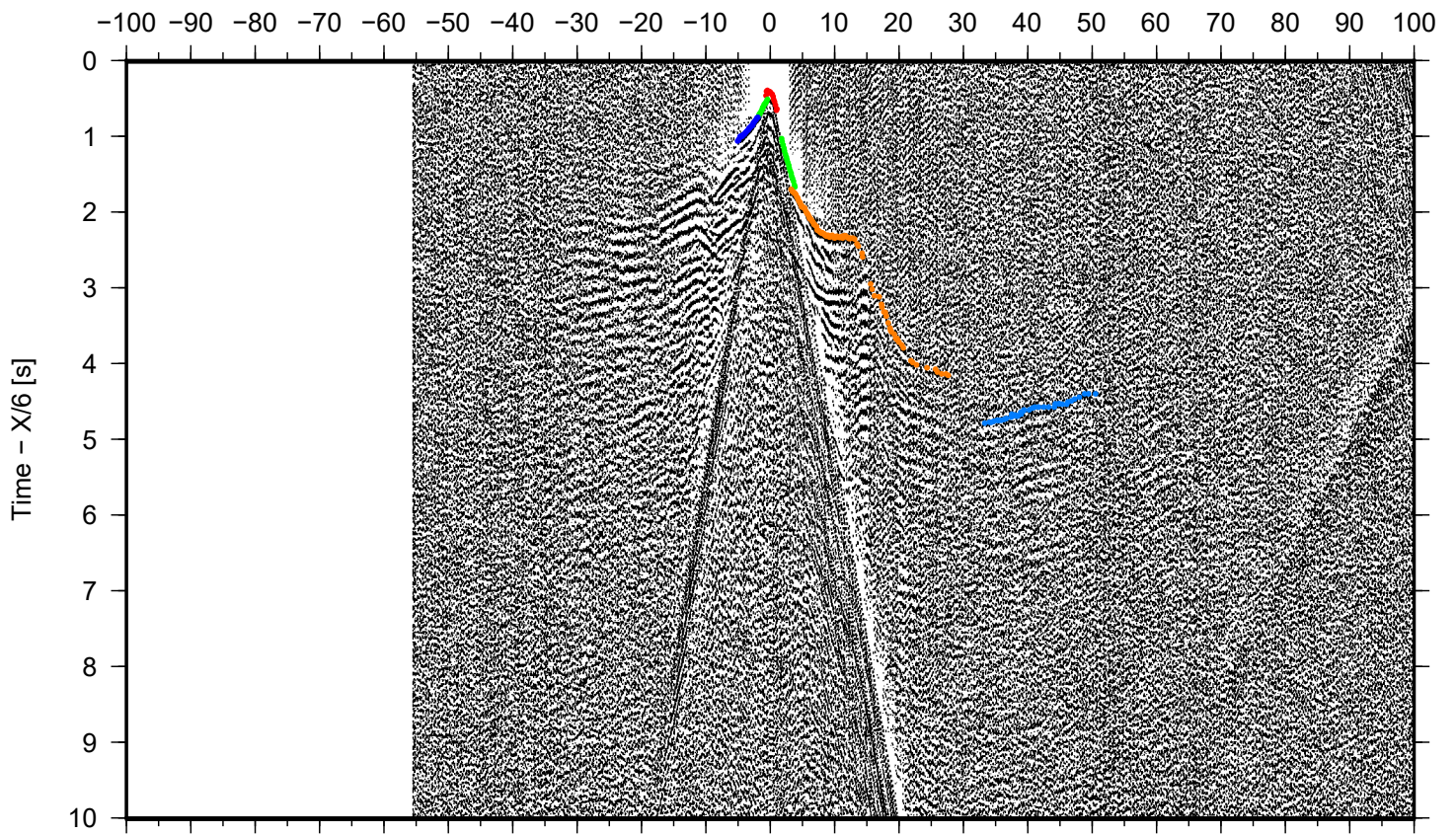
DYONISUS DY1, OBS 08

Offset [km]



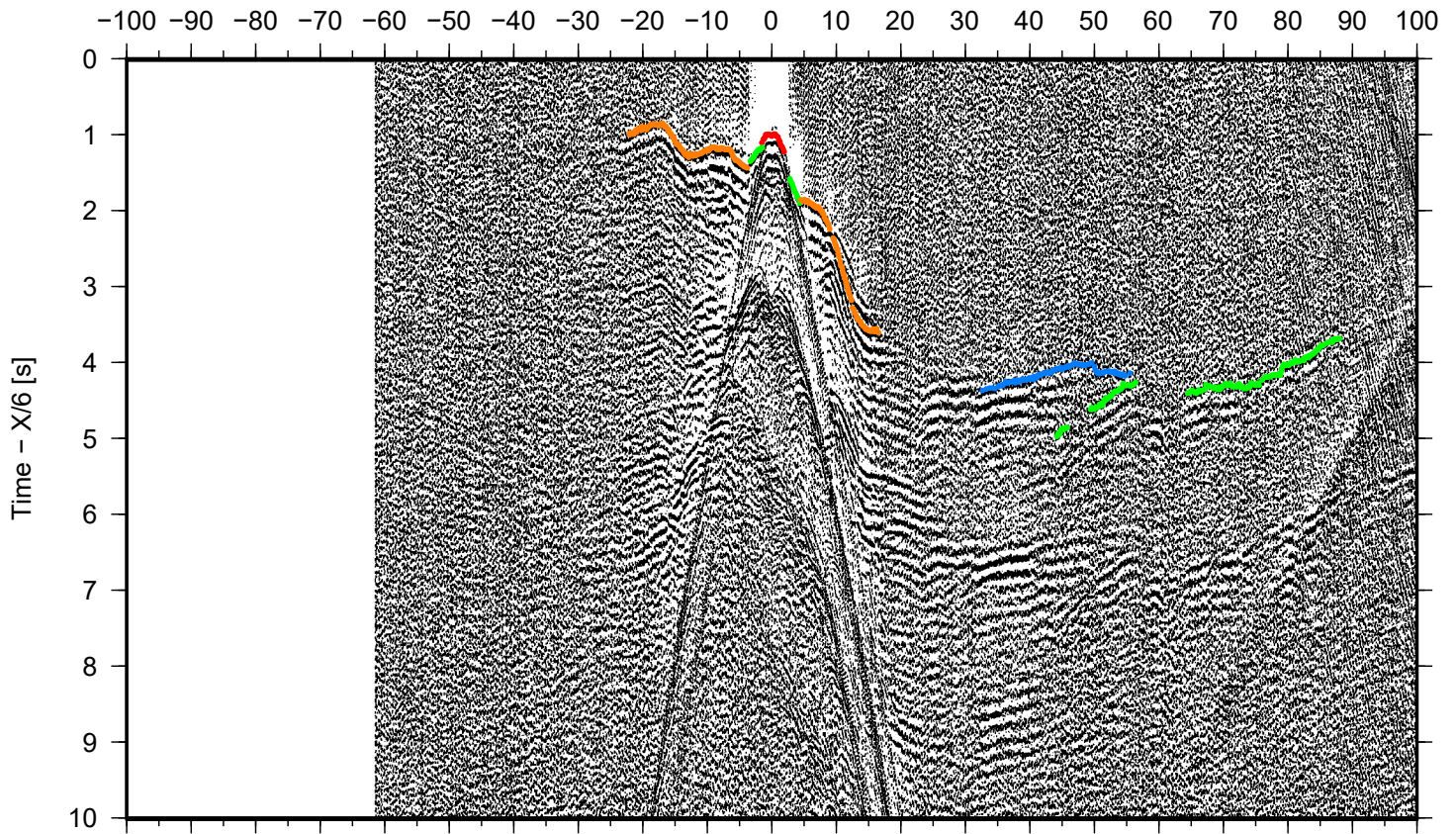
DYONISUS DY1, OBS 09

Offset [km]



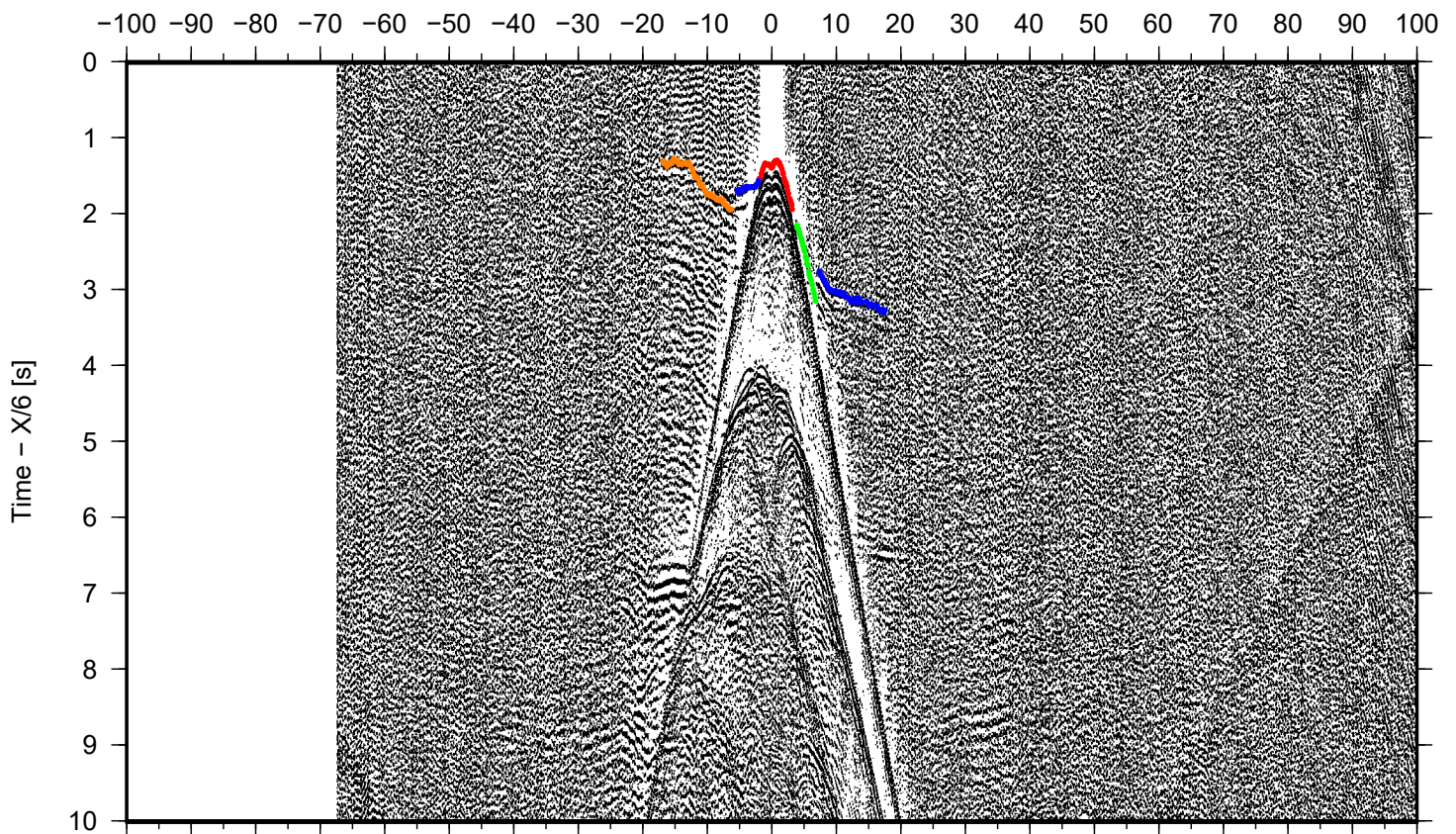
DYONISUS DY1, OBS 10

Offset [km]



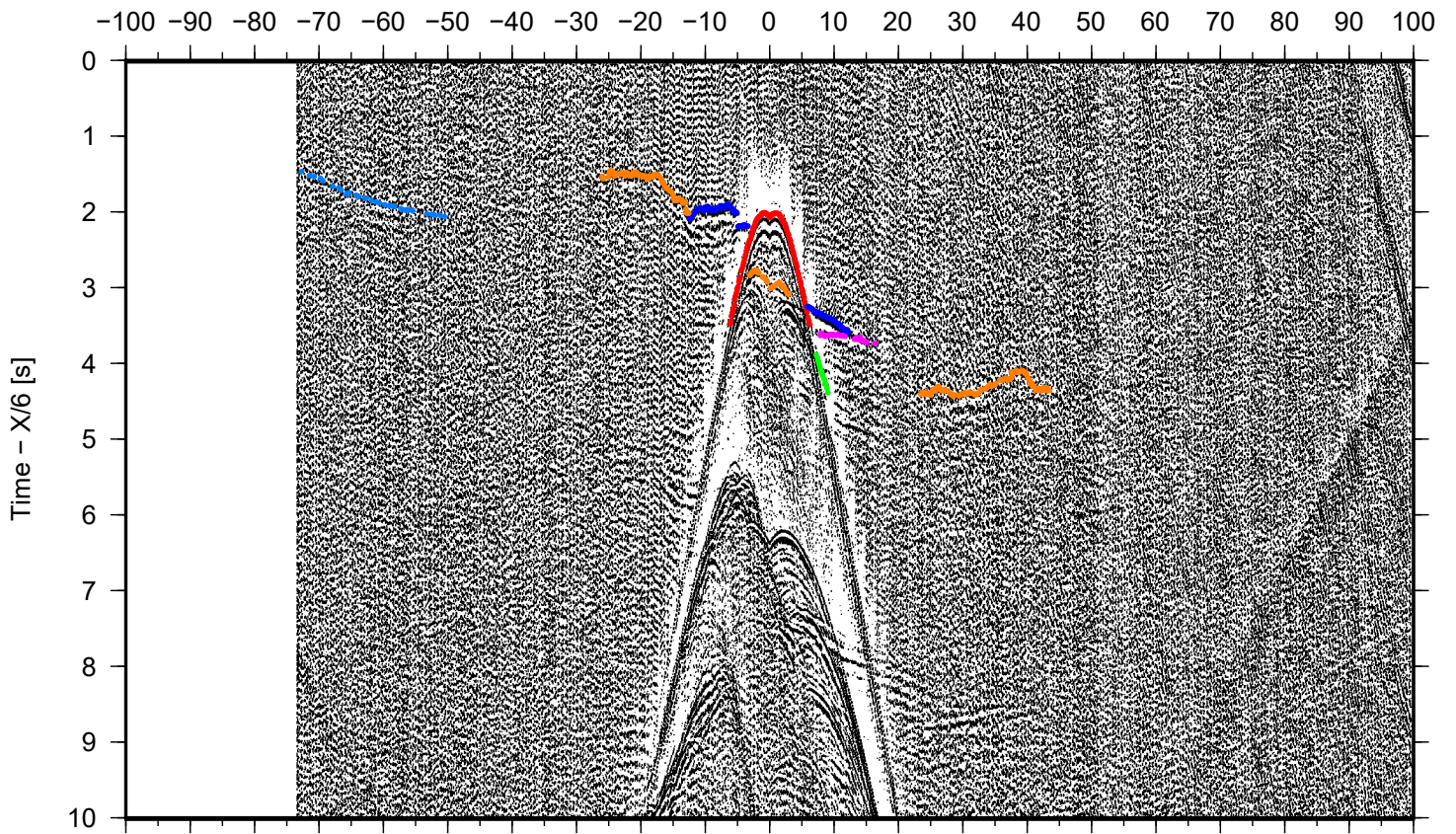
DYONISUS DY1, OBS 11

Offset [km]



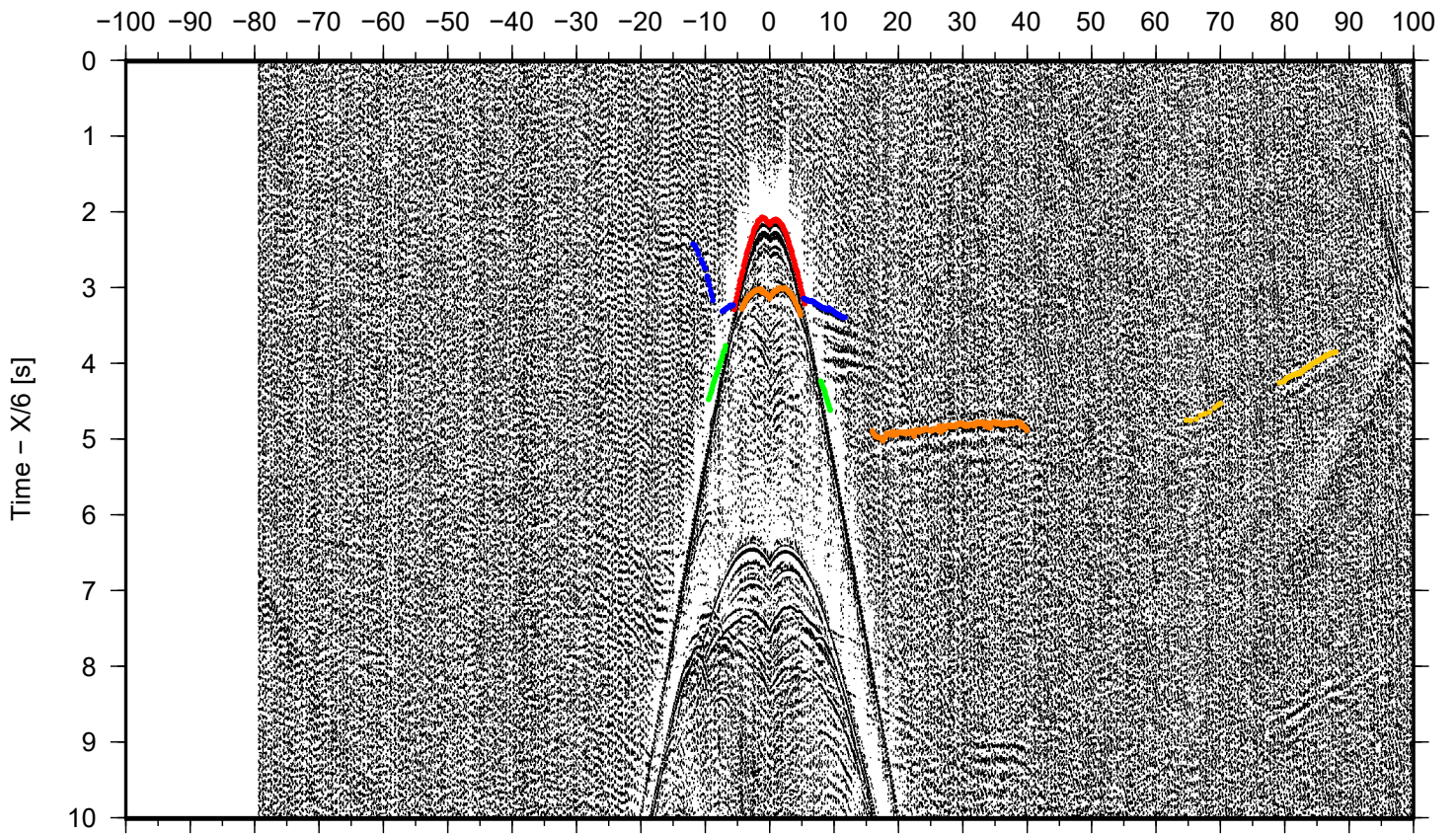
DYONISUS DY1, OBS 12

Offset [km]



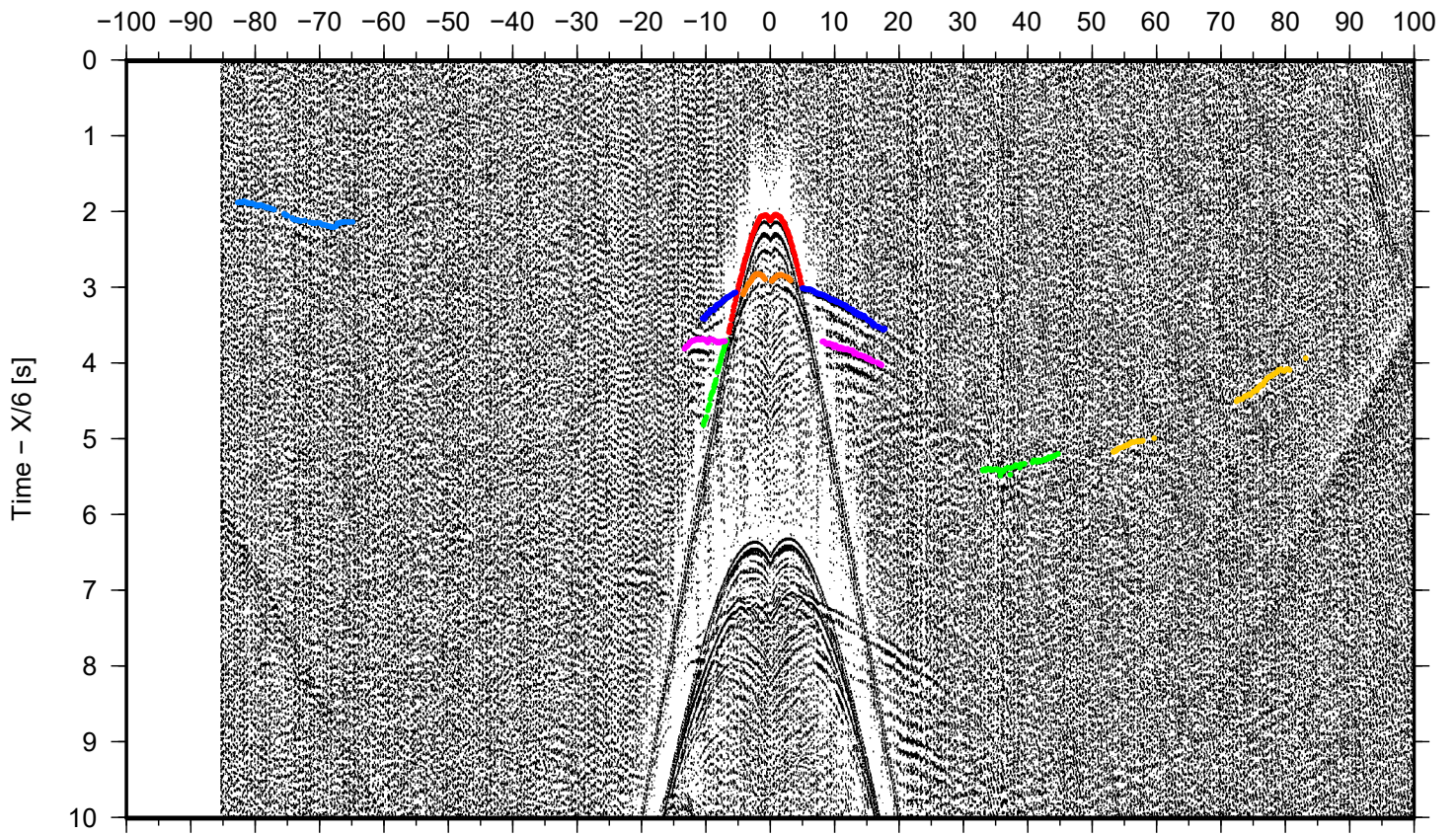
DYONISUS DY1, OBS 13

Offset [km]



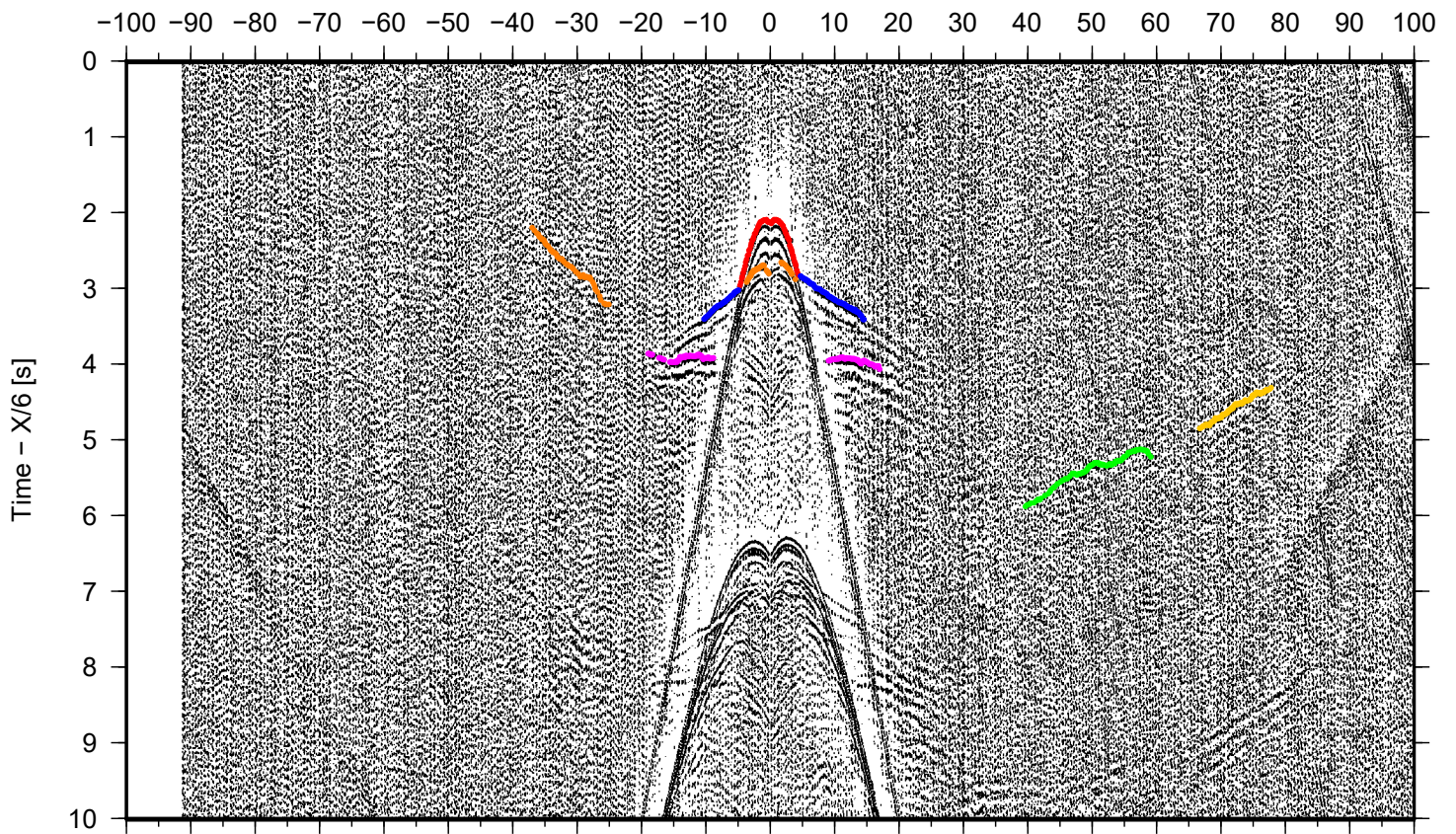
DYONISUS DY1, OBS 14

Offset [km]



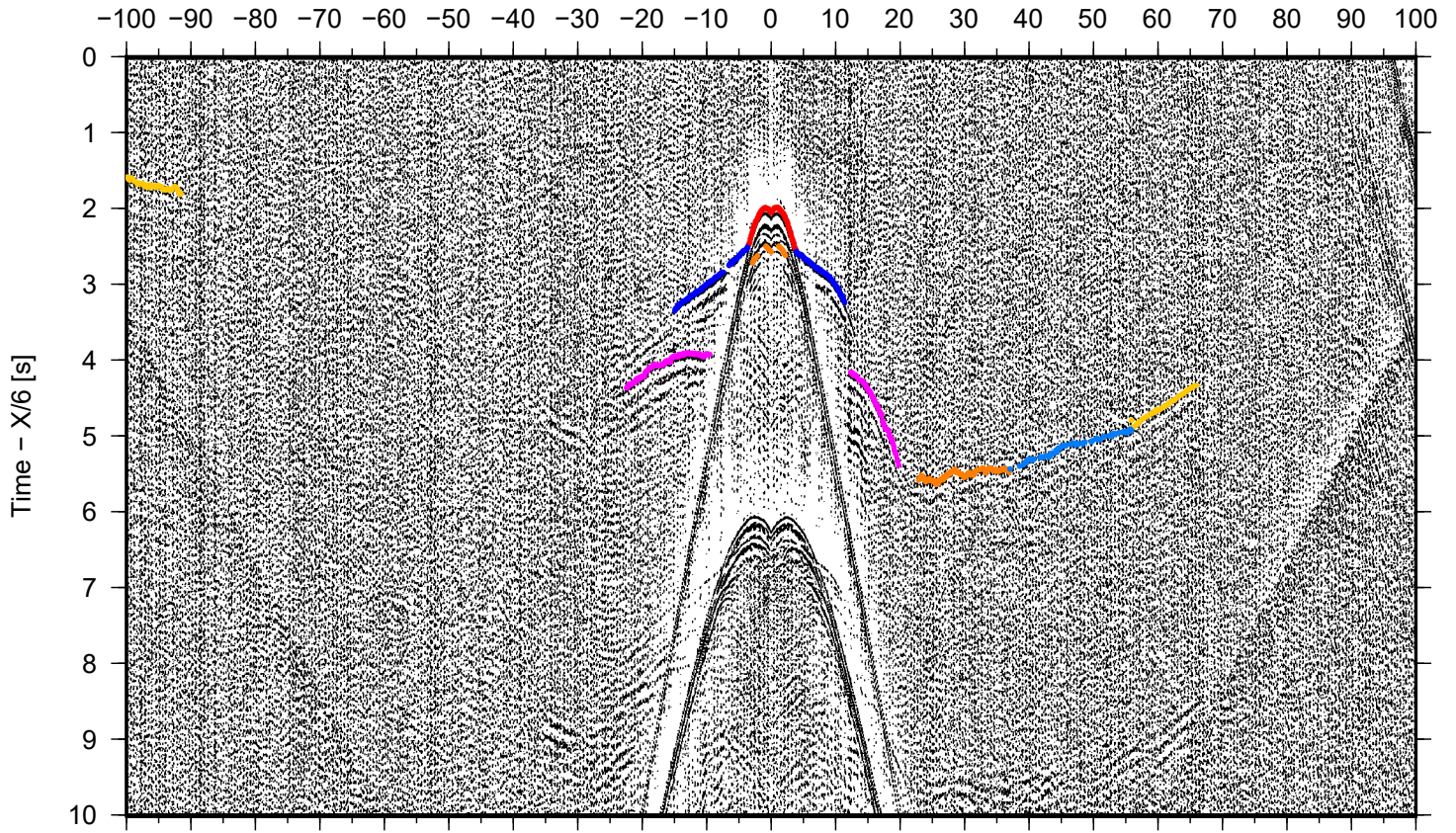
DYONISUS DY1, OBS 15

Offset [km]



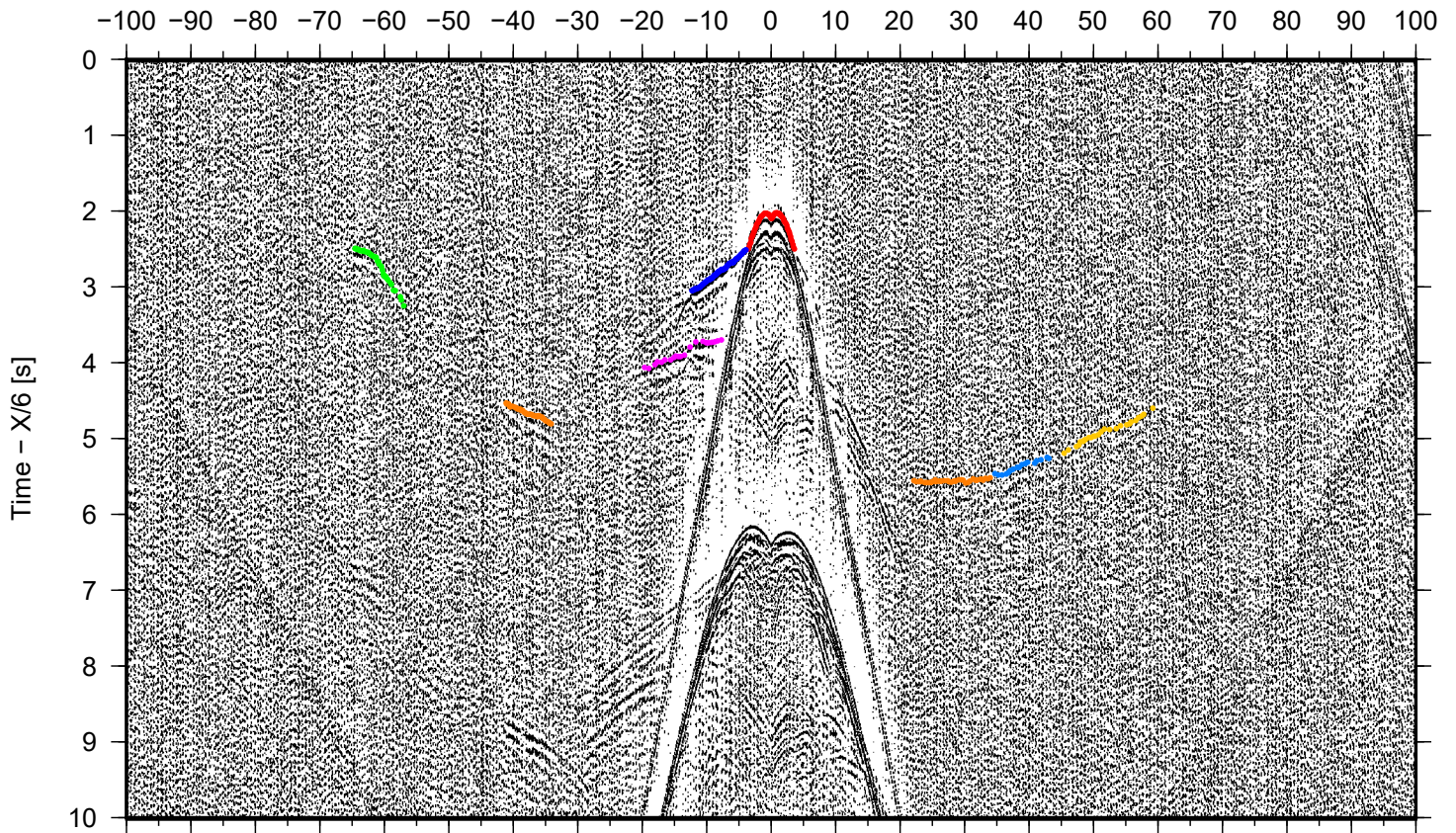
DYONISUS DY1, OBS 18

Offset [km]



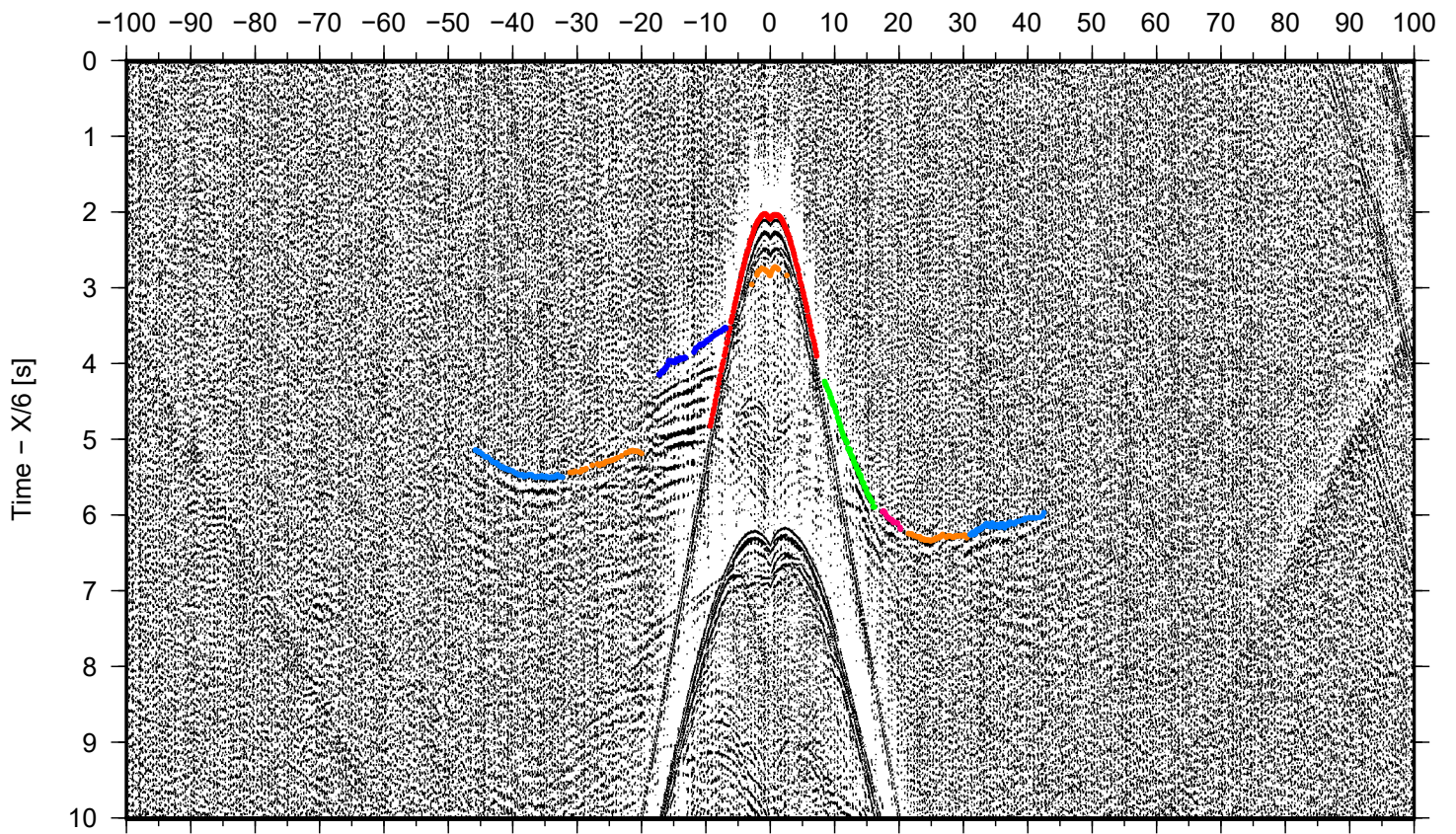
DYONISUS DY1, OBS 19

Offset [km]



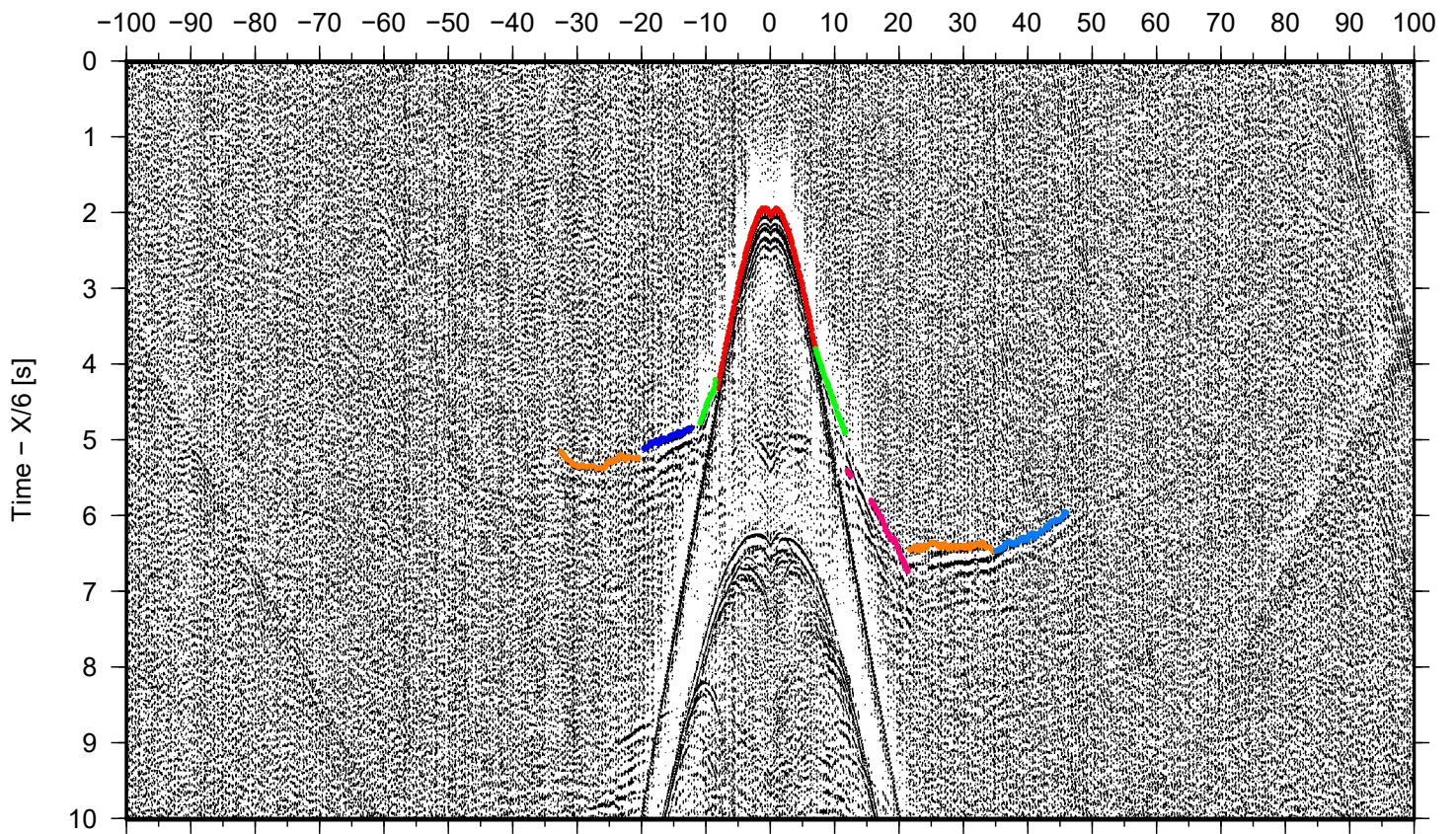
DYONISUS DY1, OBS 20

Offset [km]



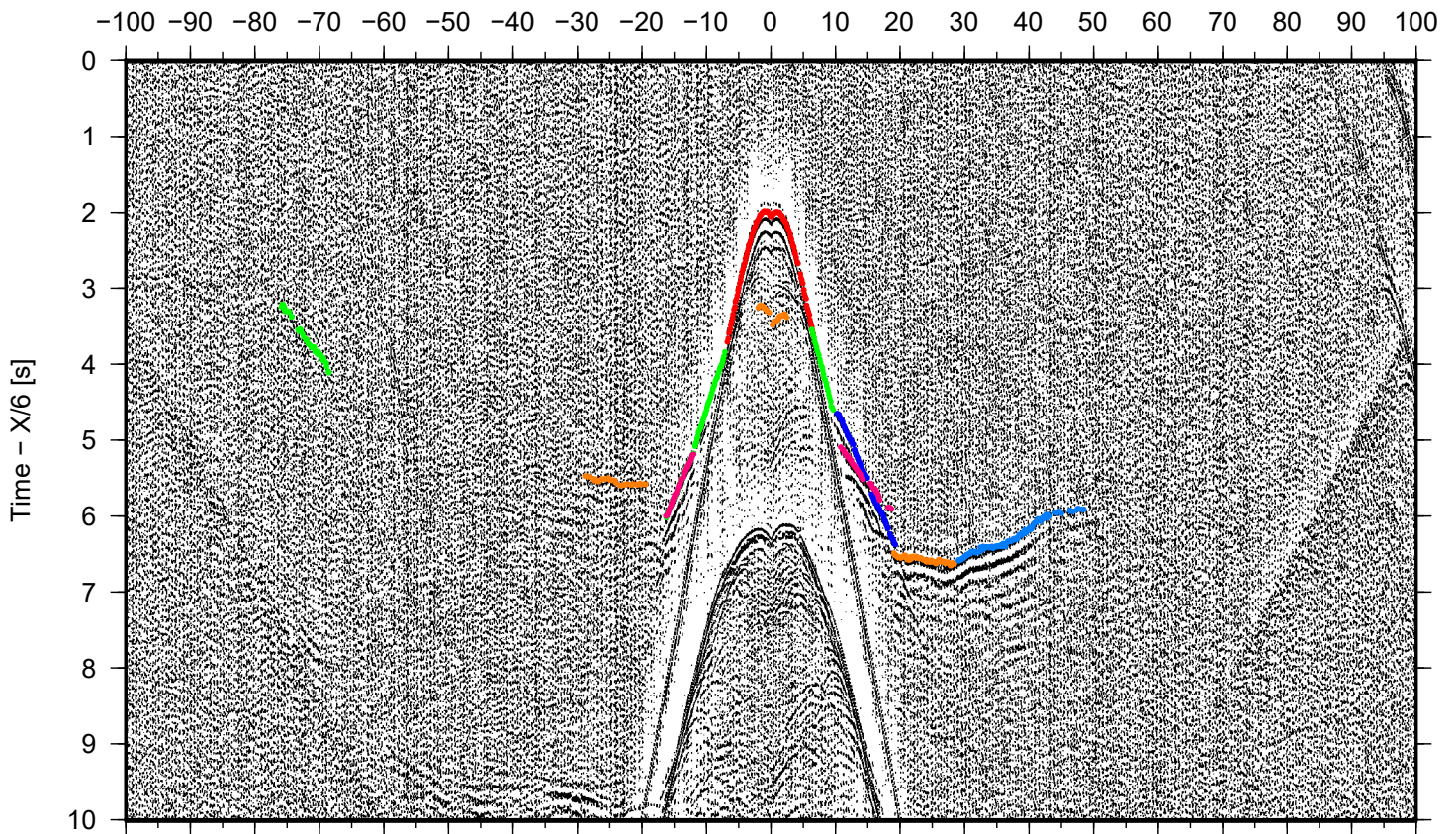
DYONISUS DY1, OBS 21

Offset [km]



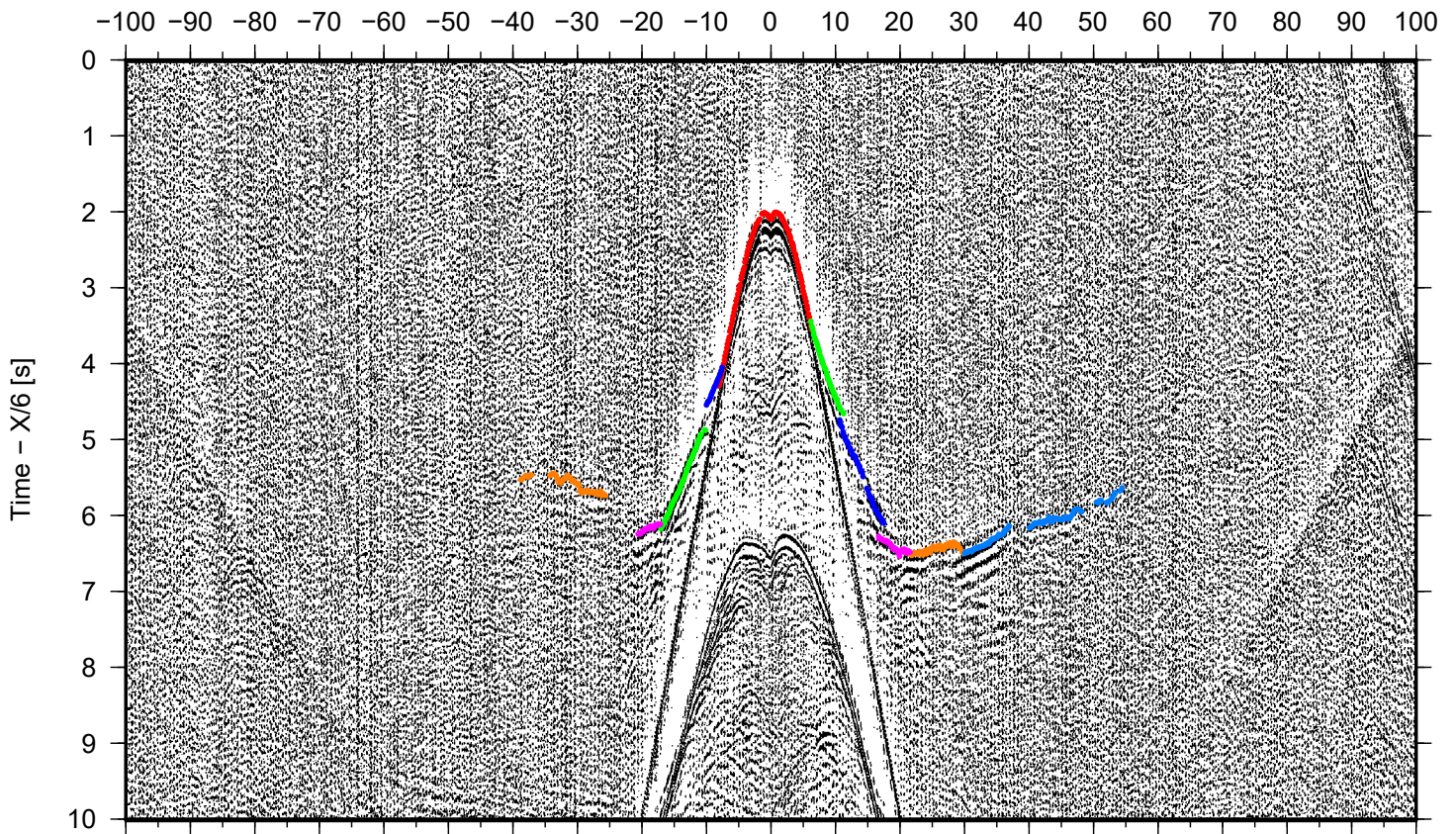
DYONISUS DY1, OBS 22

Offset [km]



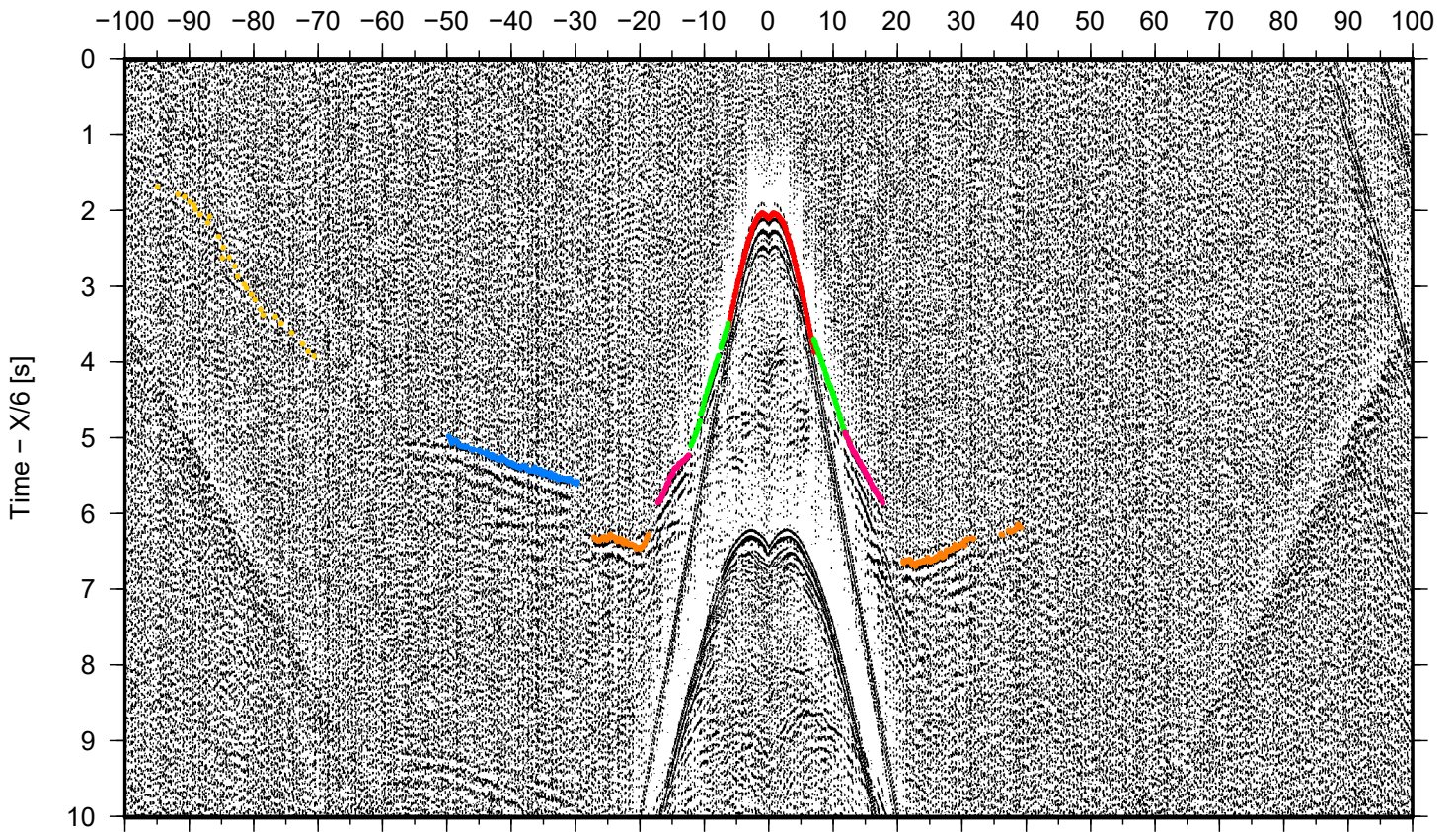
DYONISUS DY1, OBS 23

Offset [km]



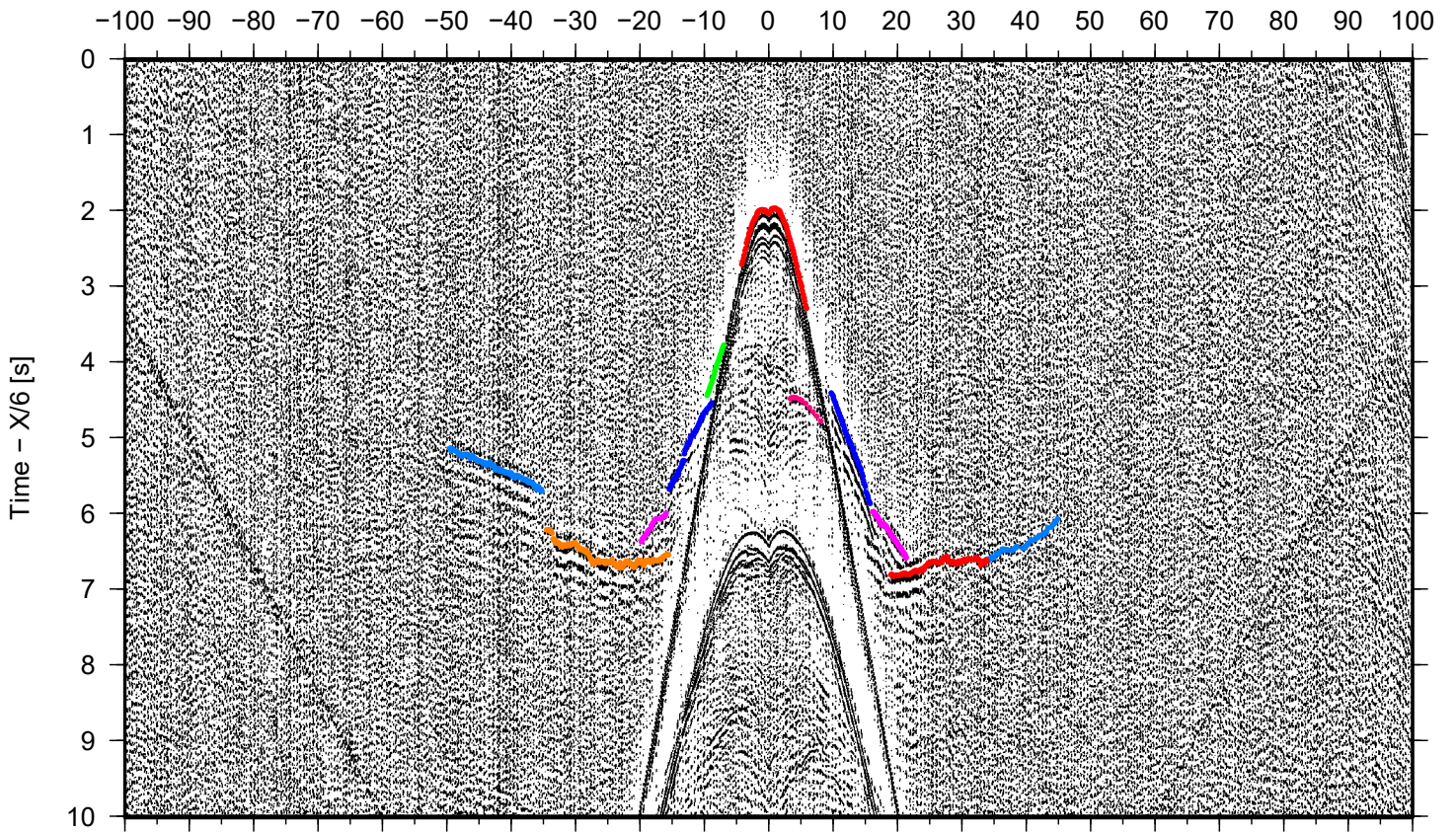
DYONISUS DY1, OBS 24

Offset [km]



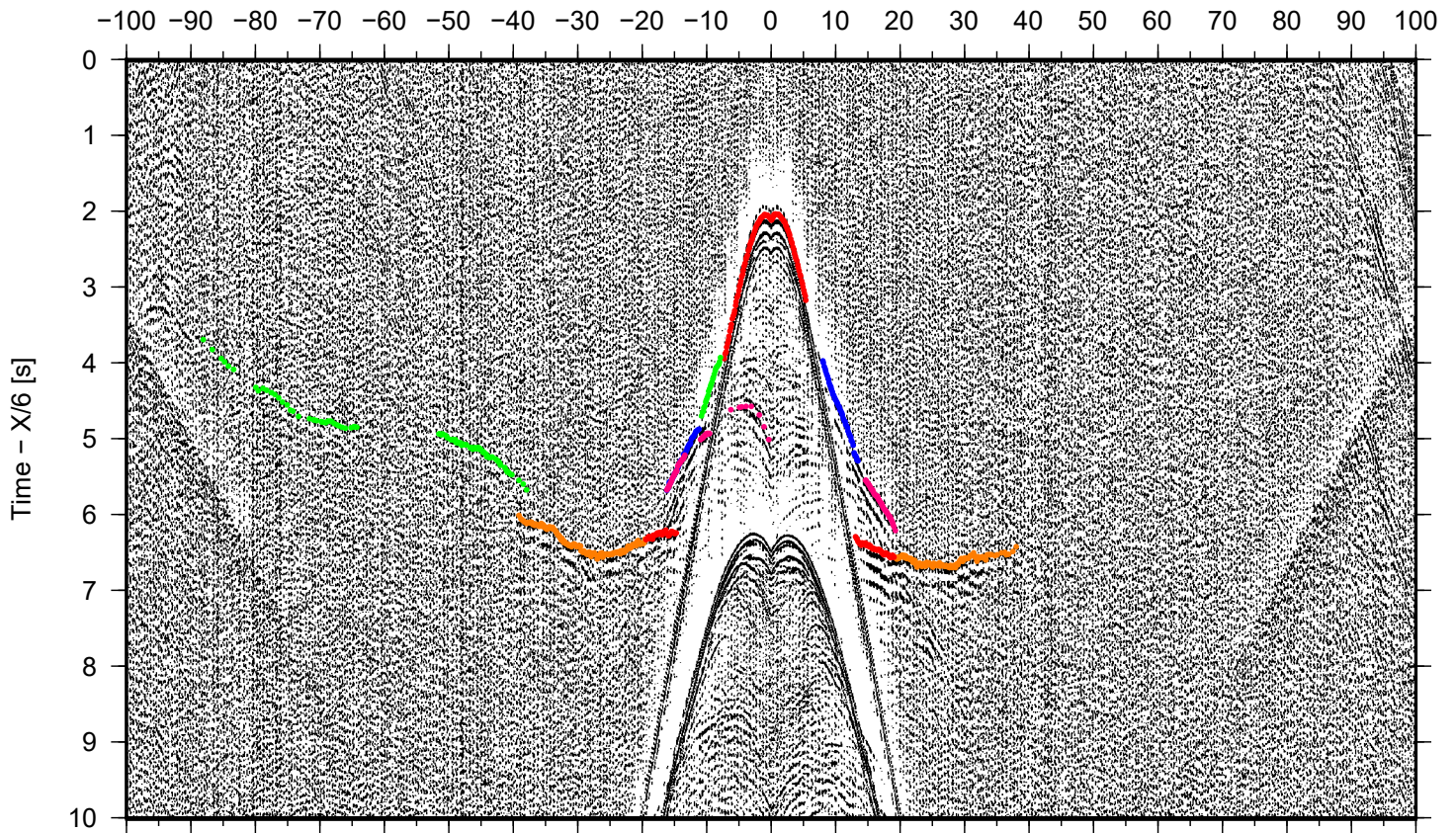
DYONISUS DY1, OBS 25

Offset [km]



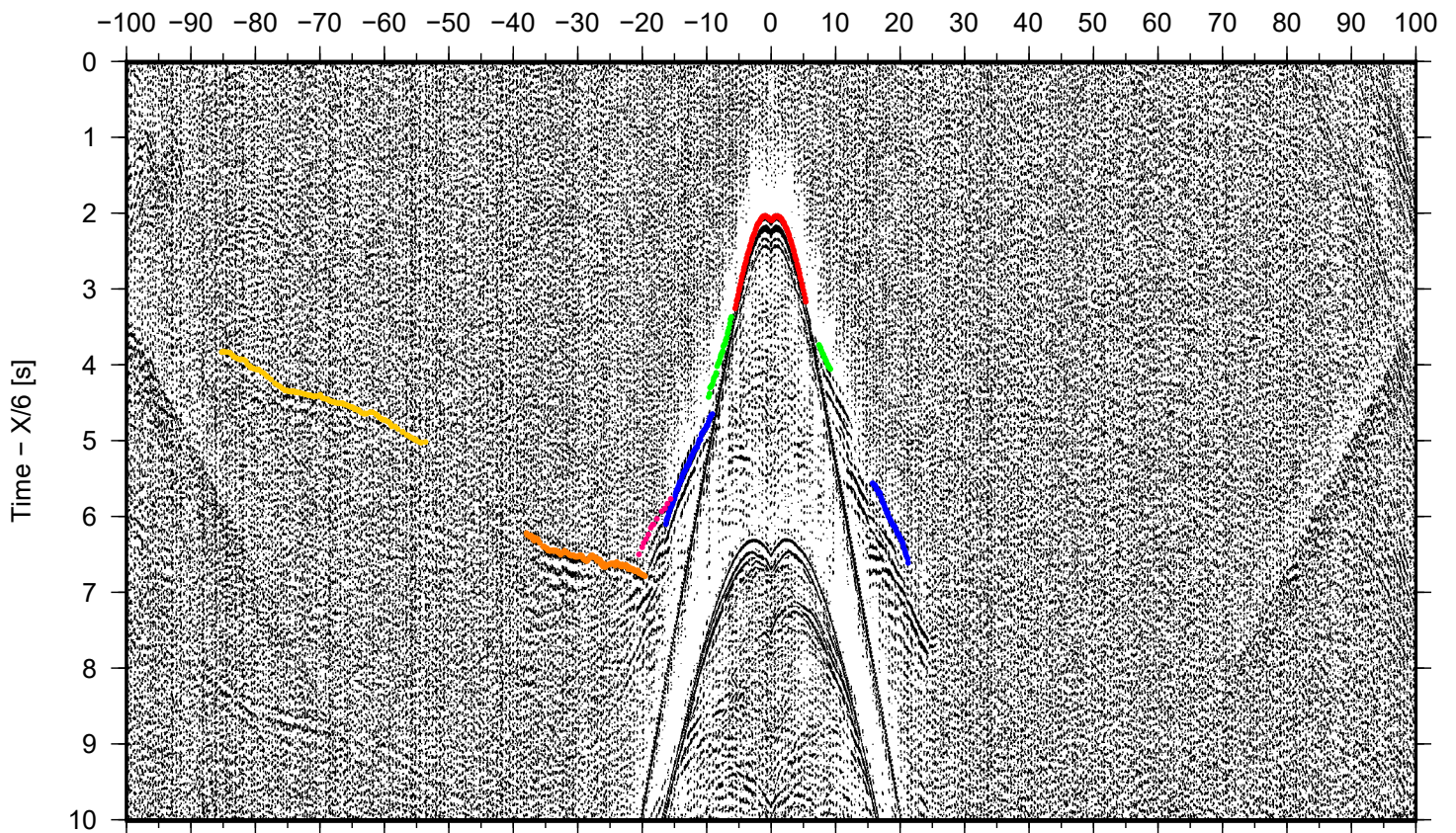
DYONISUS DY1, OBS 26

Offset [km]



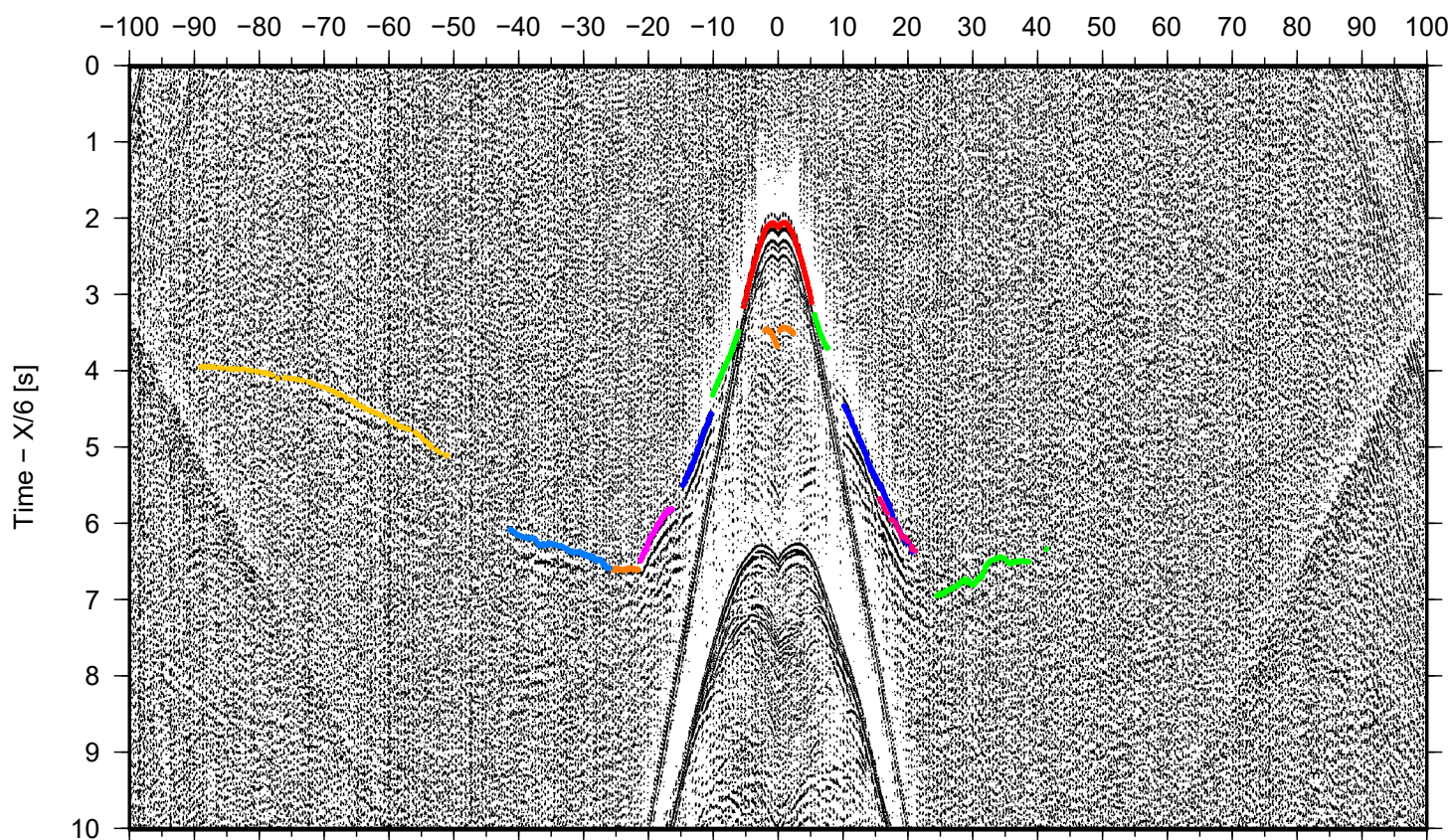
DYONISUS DY1, OBS 27

Offset [km]



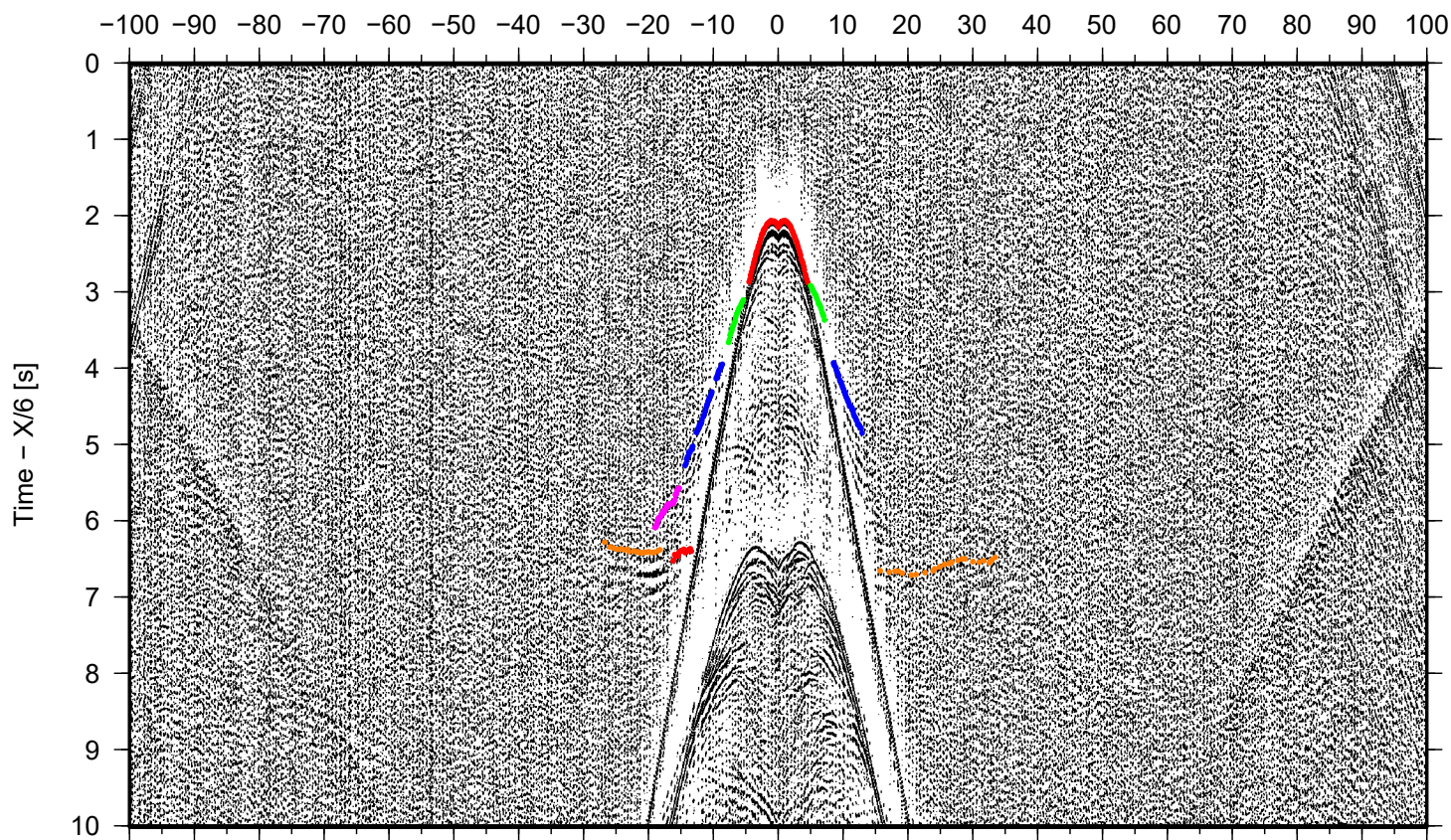
DYONISUS DY1, OBS 28

Offset [km]



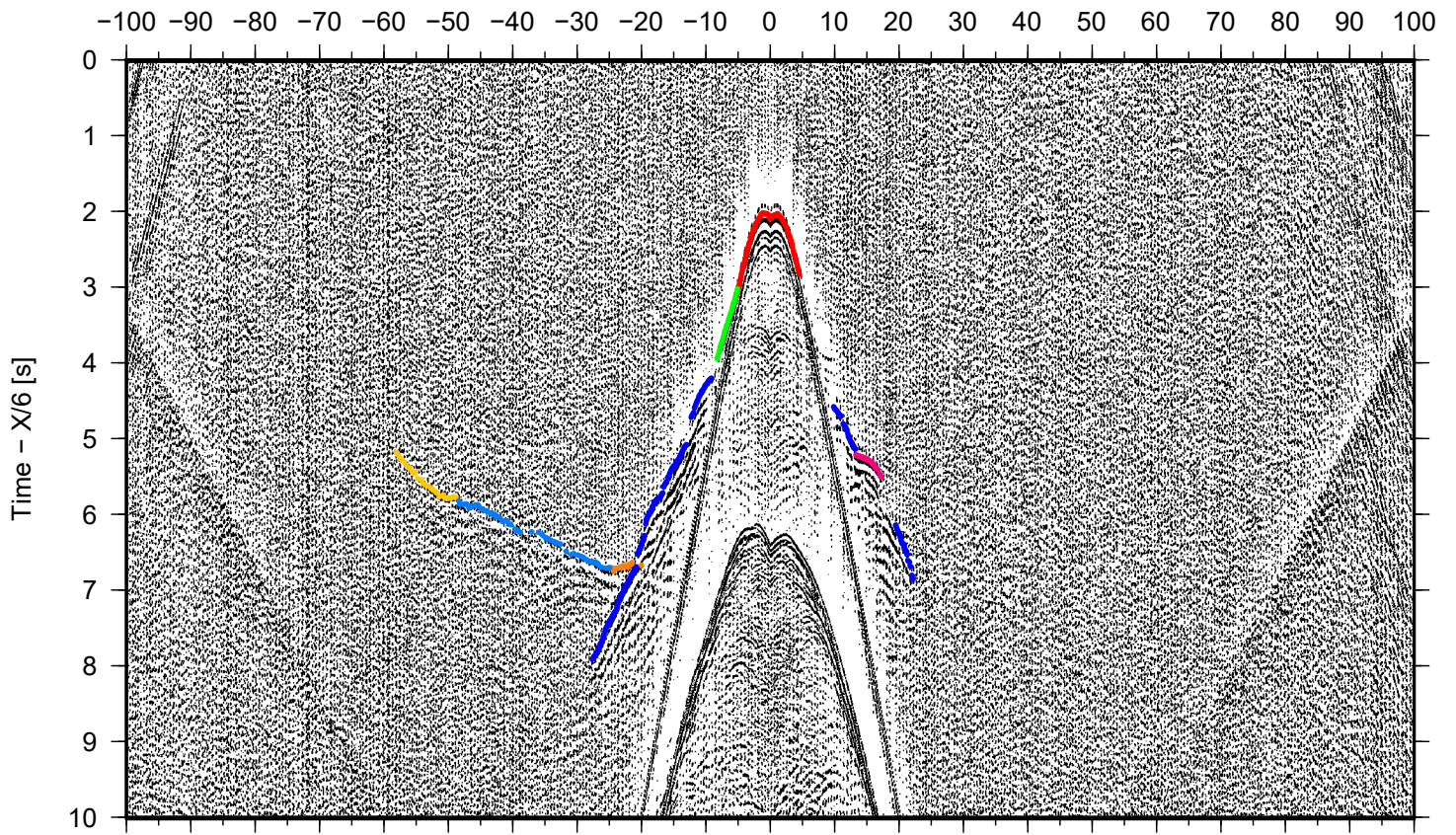
DYONISUS DY1, OBS 29

Offset [km]



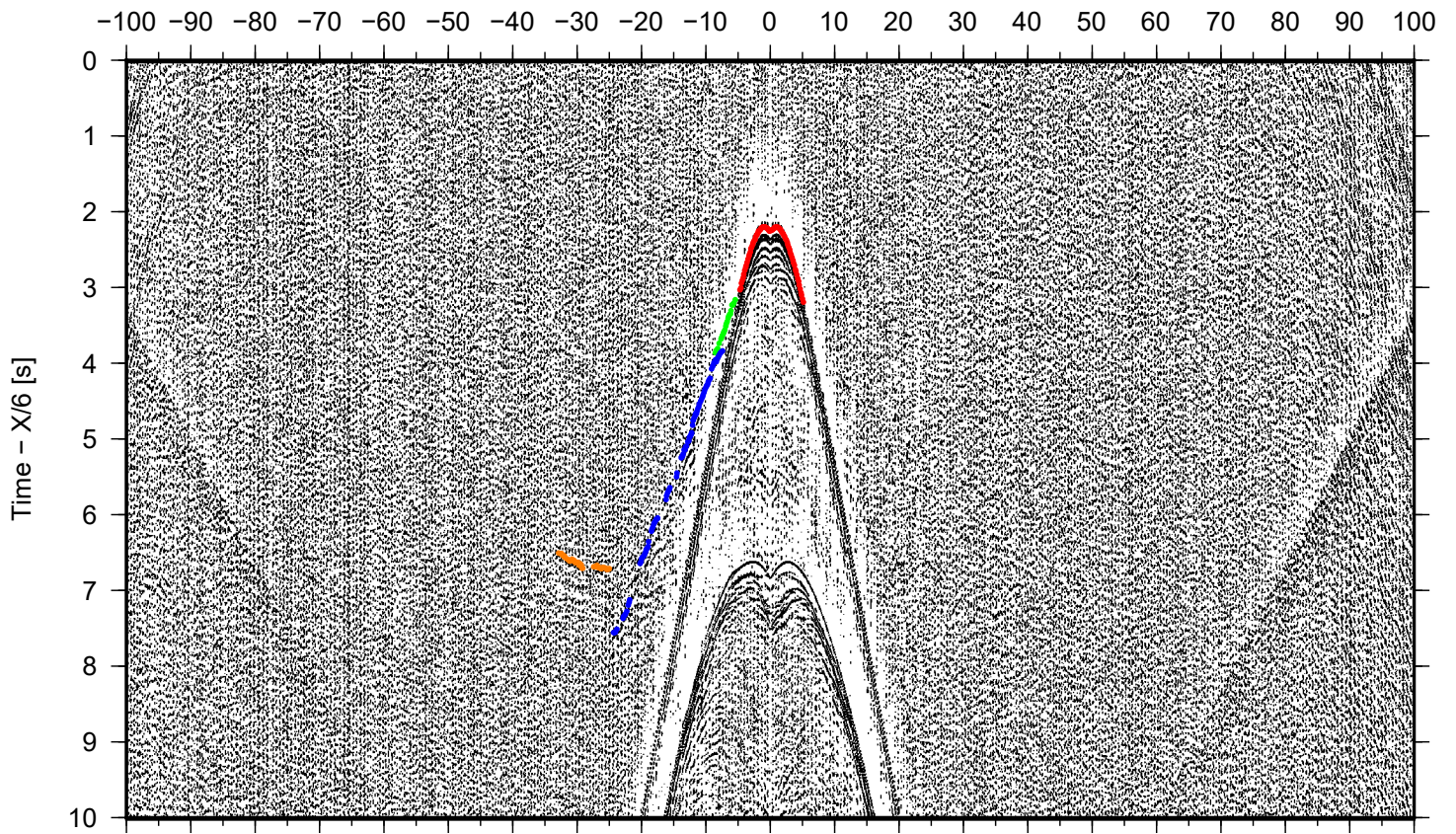
DYONISUS DY1, OBS 30

Offset [km]



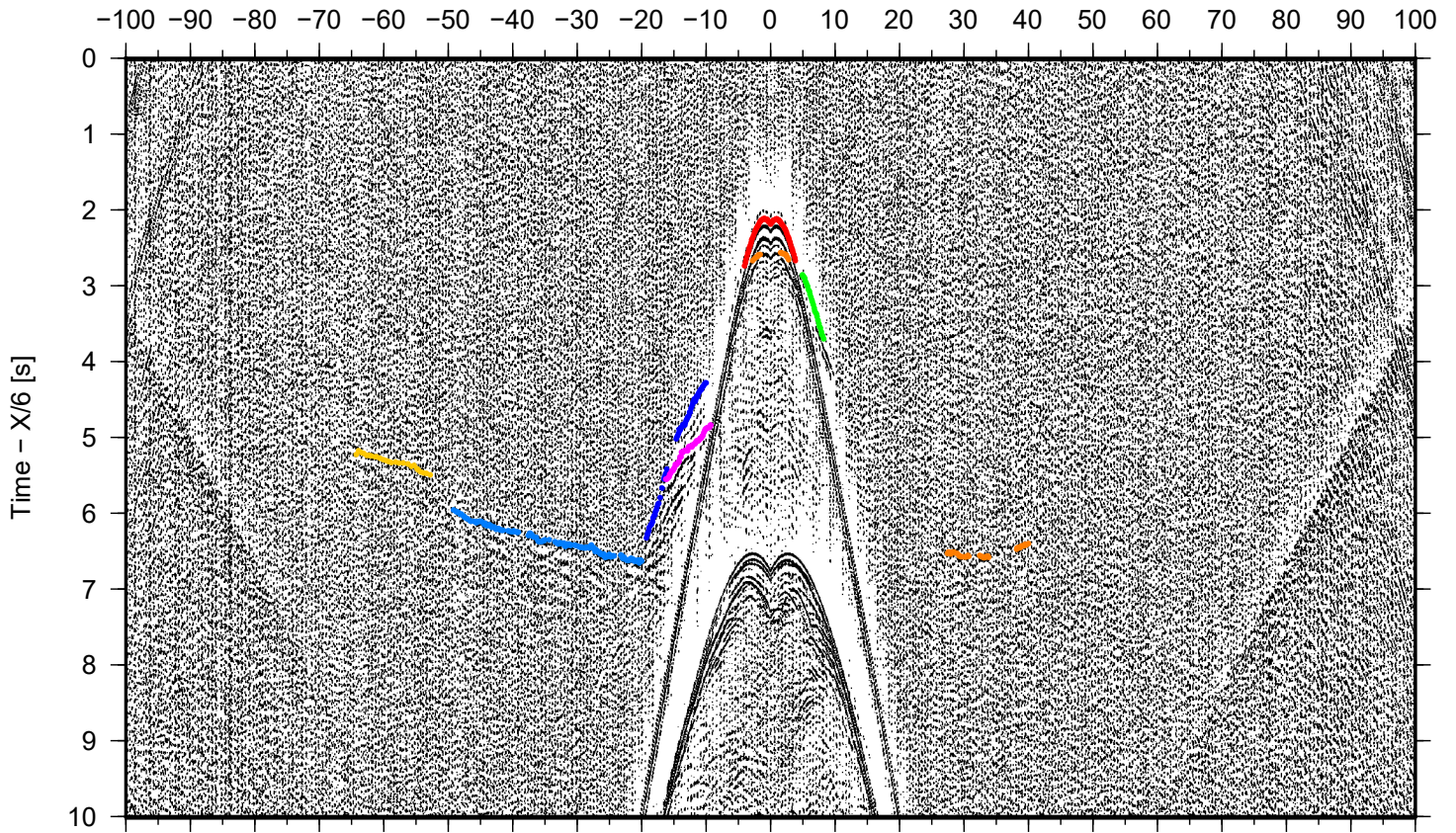
DYONISUS DY1, OBS 31

Offset [km]



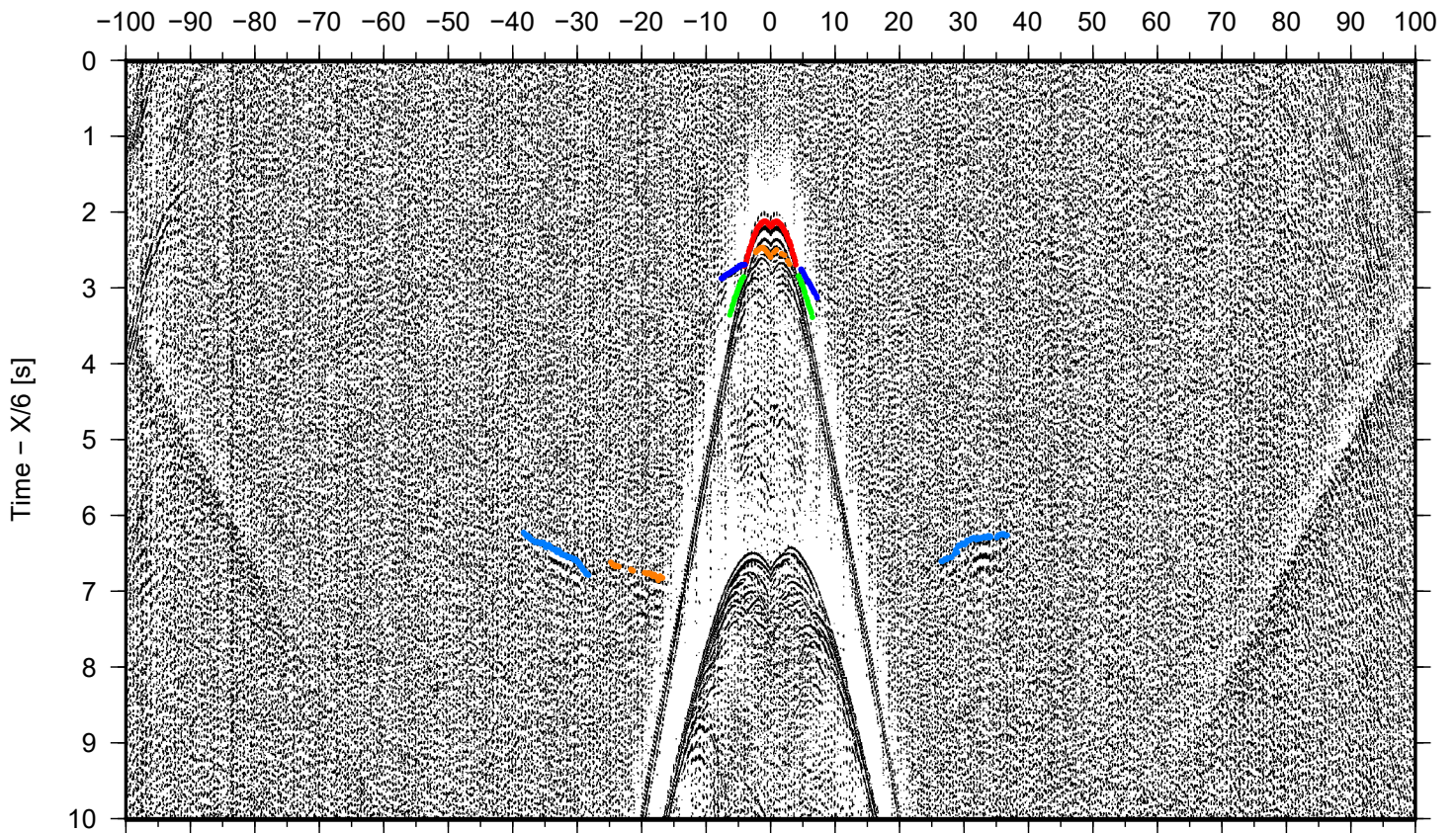
DYONISUS DY1, OBS 32

Offset [km]



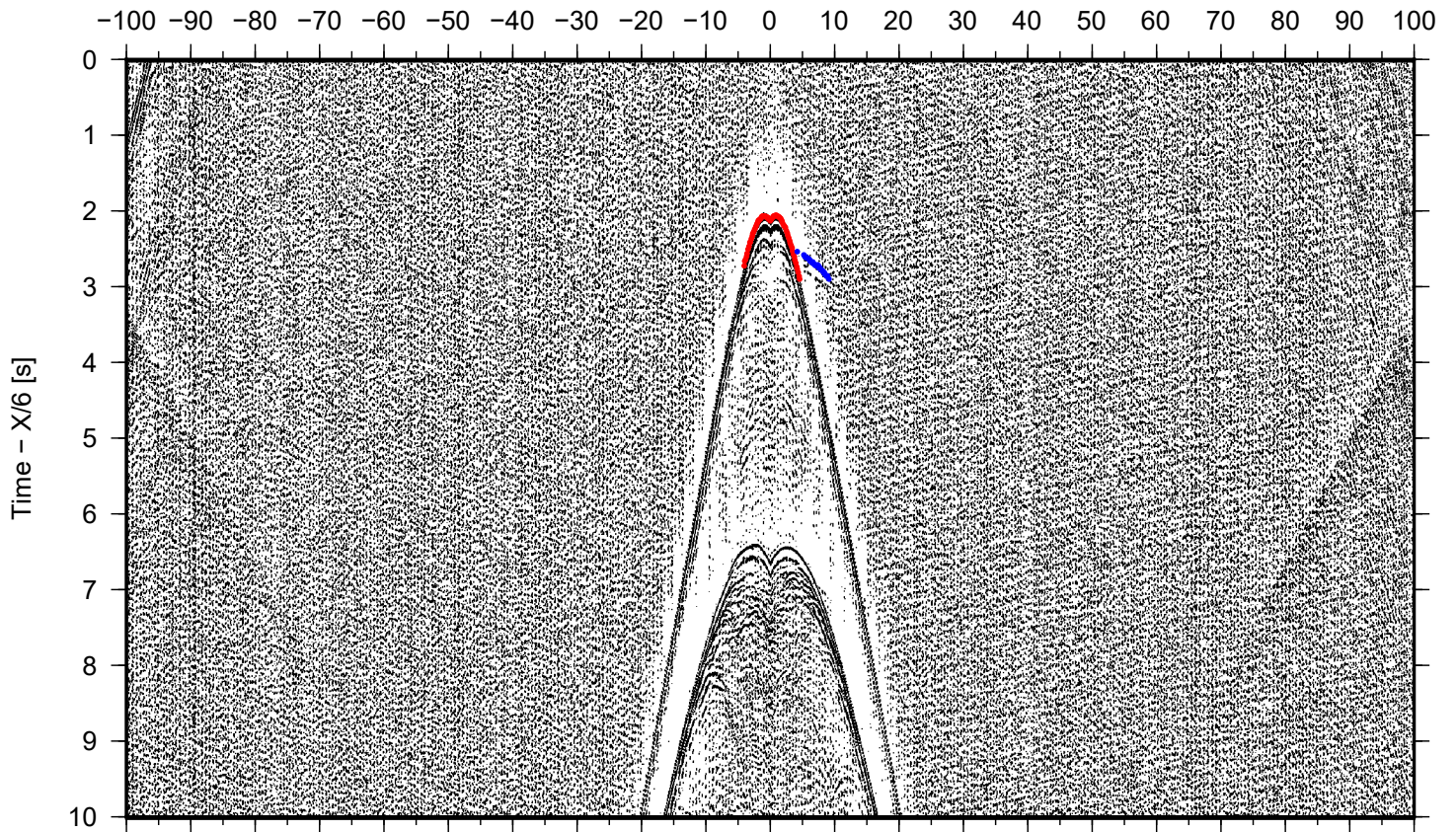
DYONISUS DY1, OBS 34

Offset [km]



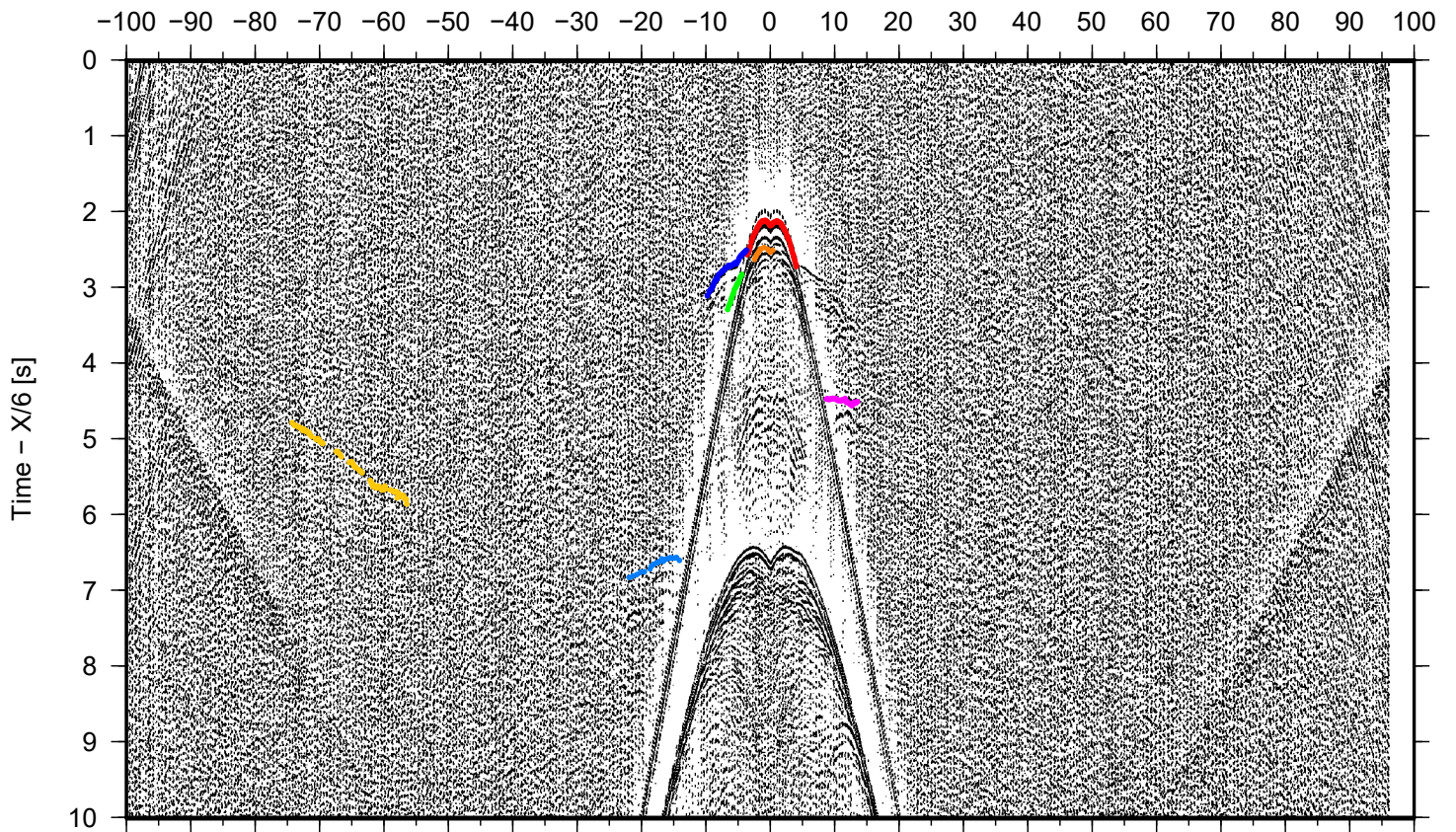
DYONISUS DY1, OBS 35

Offset [km]



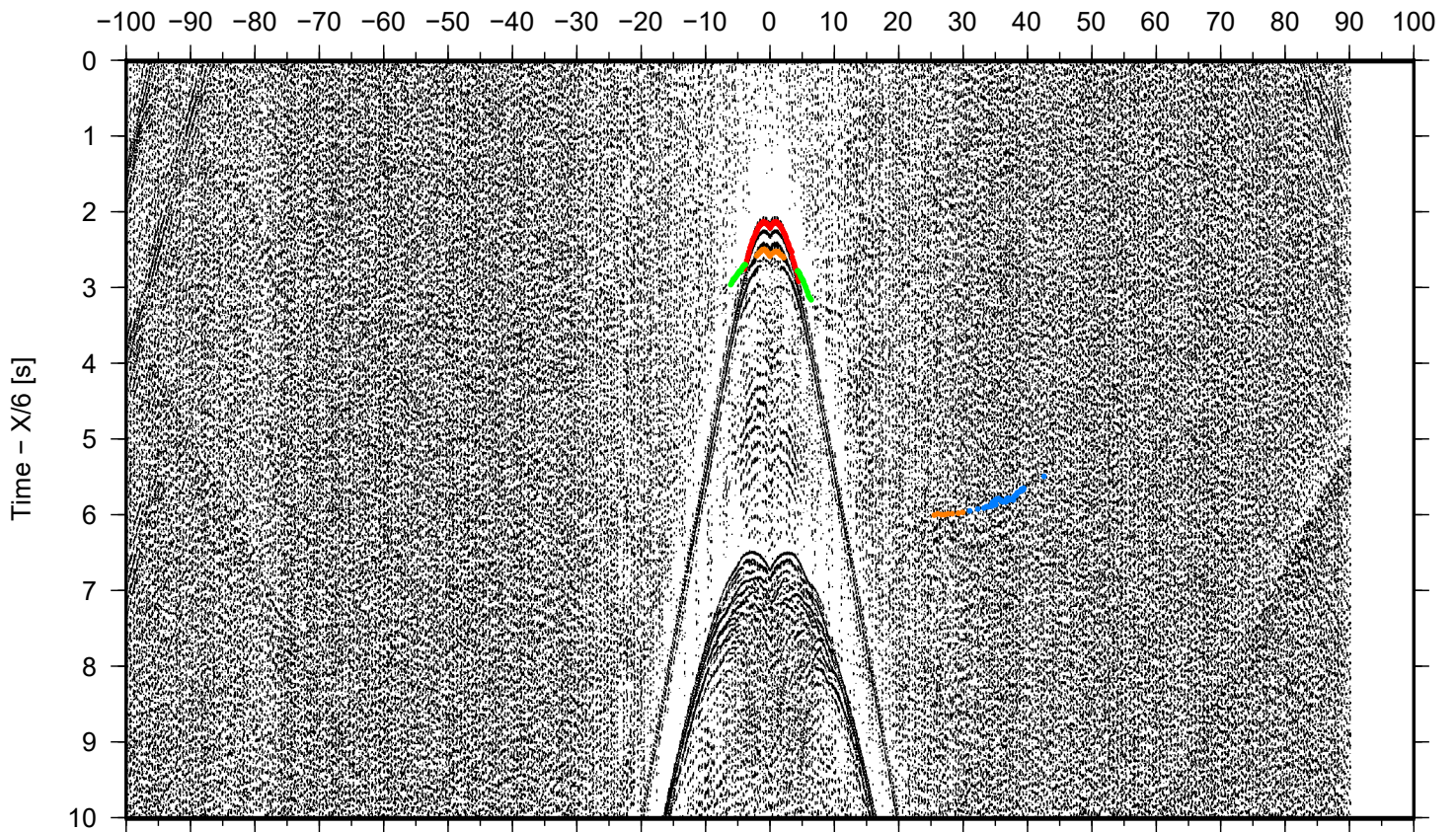
DYONISUS DY1, OBS 36

Offset [km]



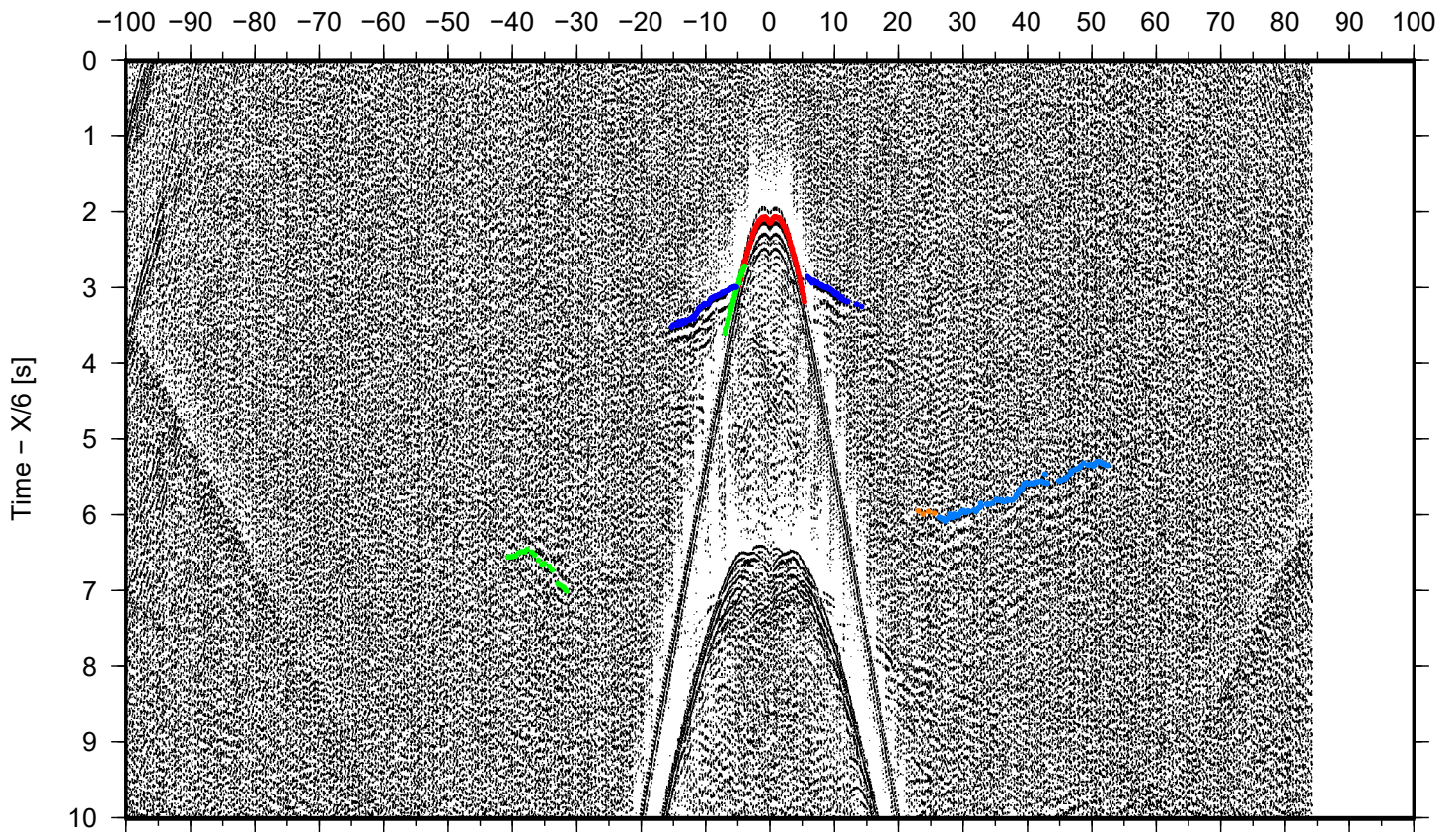
DYONISUS DY1, OBS 37

Offset [km]



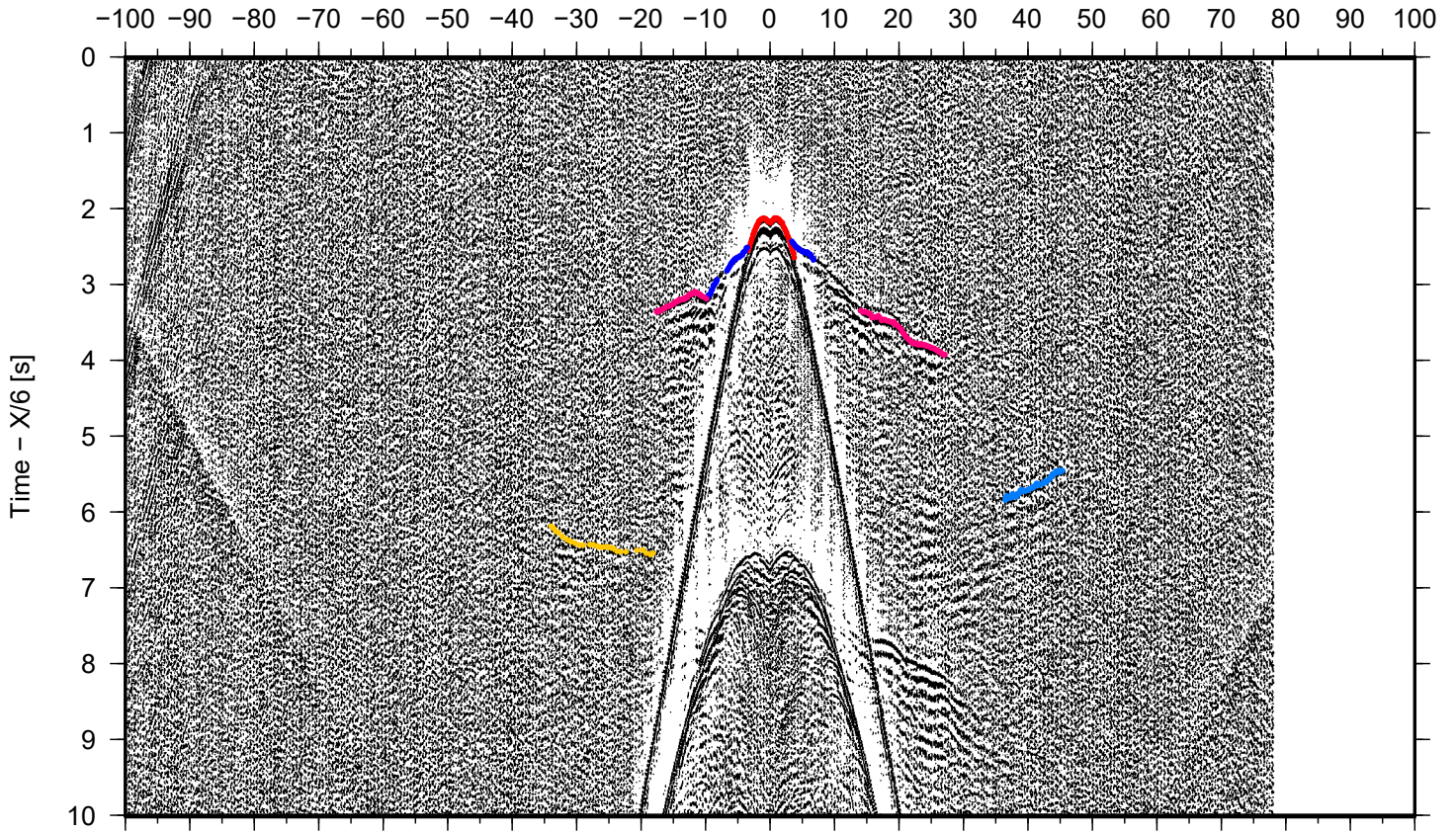
DYONISUS DY1, OBS 38

Offset [km]



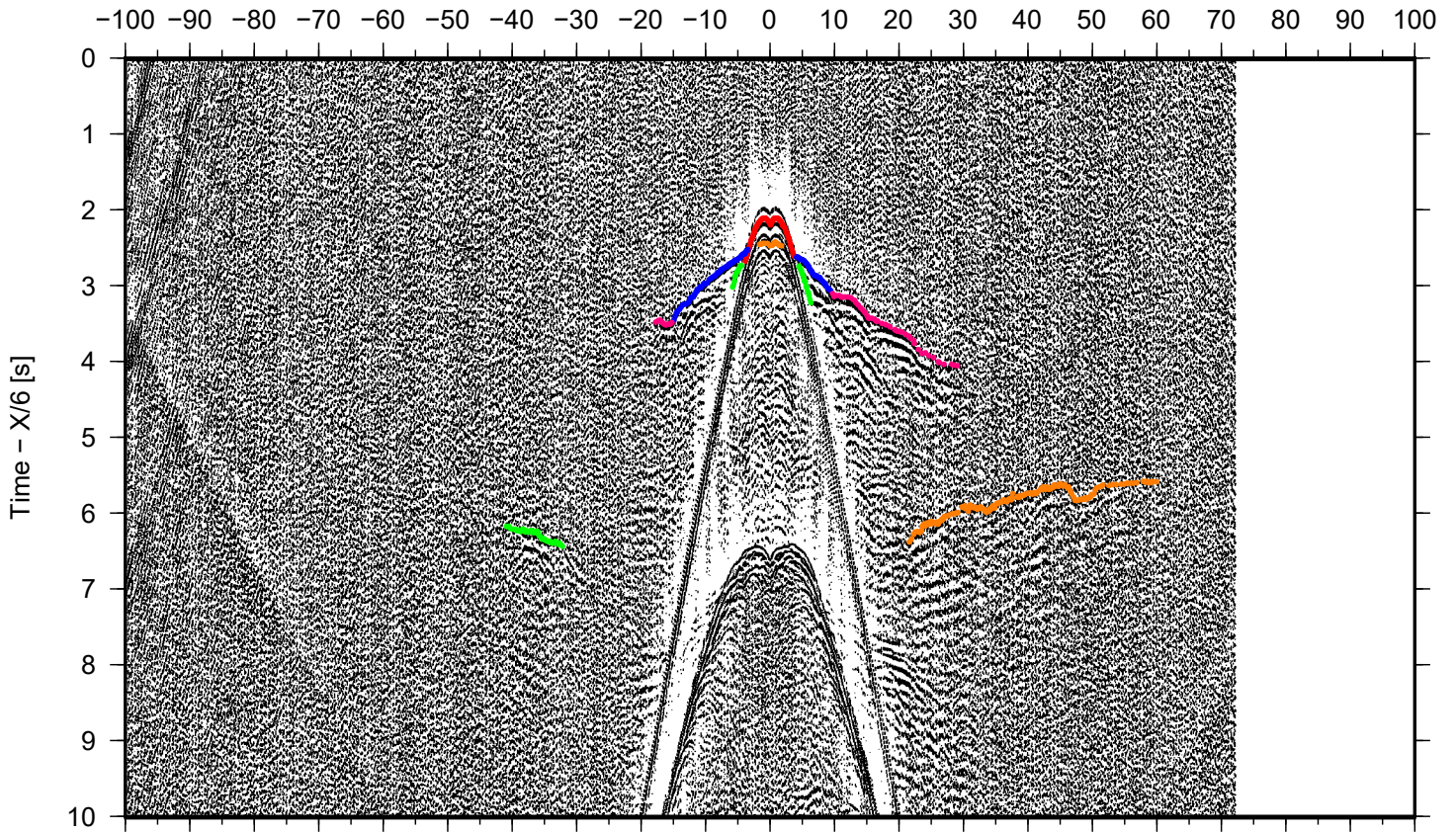
DYONISUS DY1, OBS 39

Offset [km]



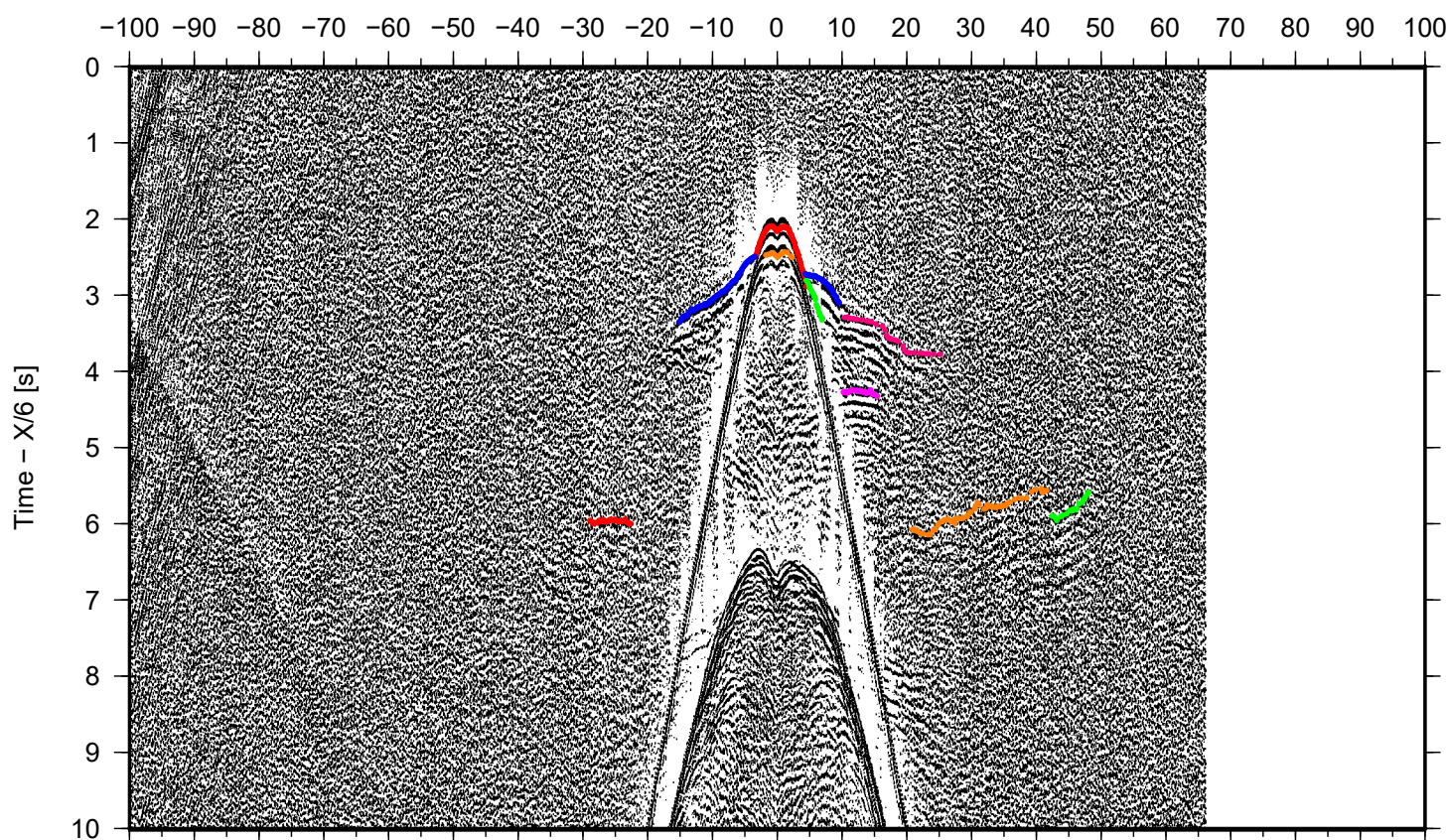
DYONISUS DY1, OBS 40

Offset [km]



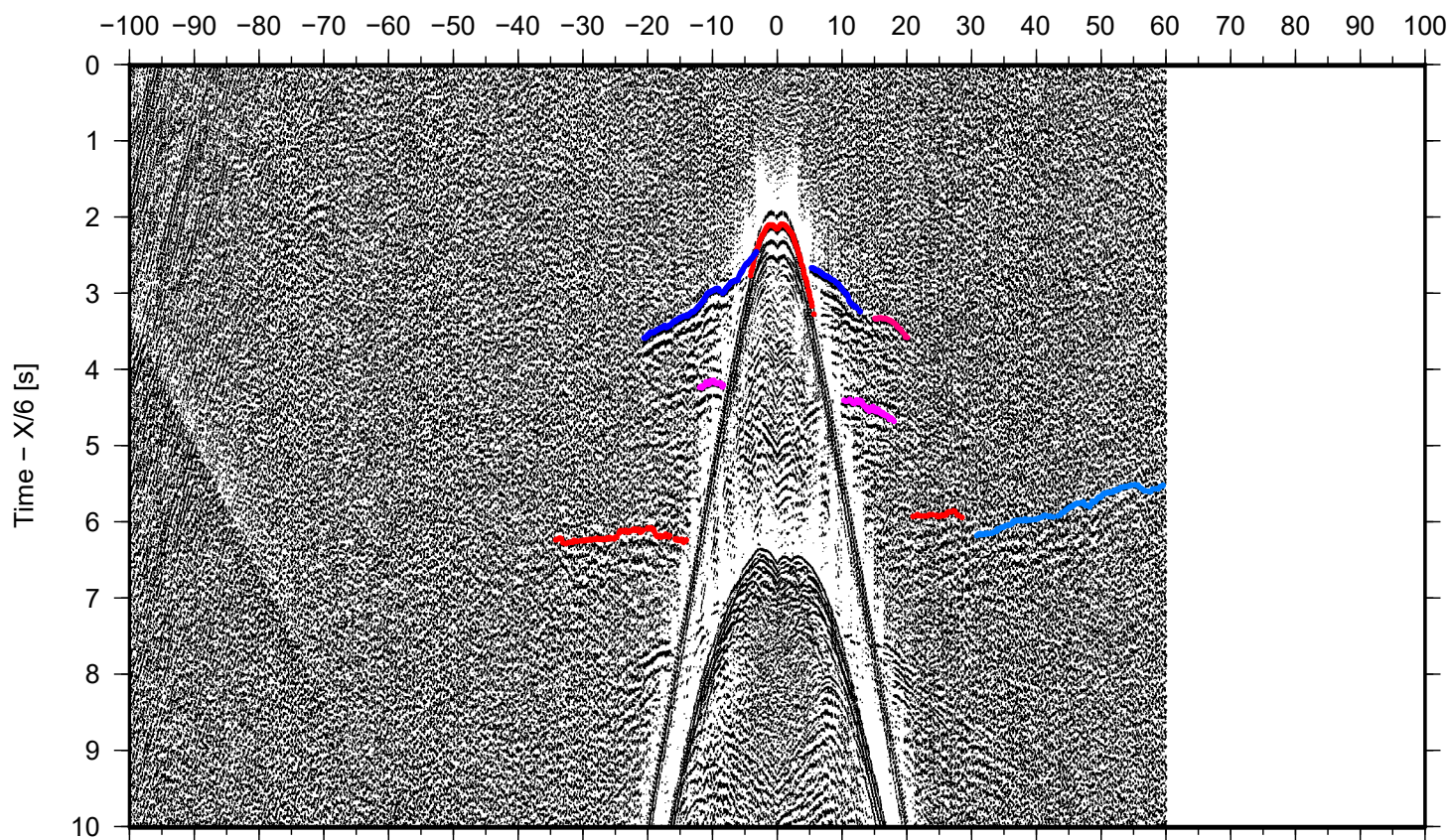
DYONISUS DY1, OBS 41

Offset [km]



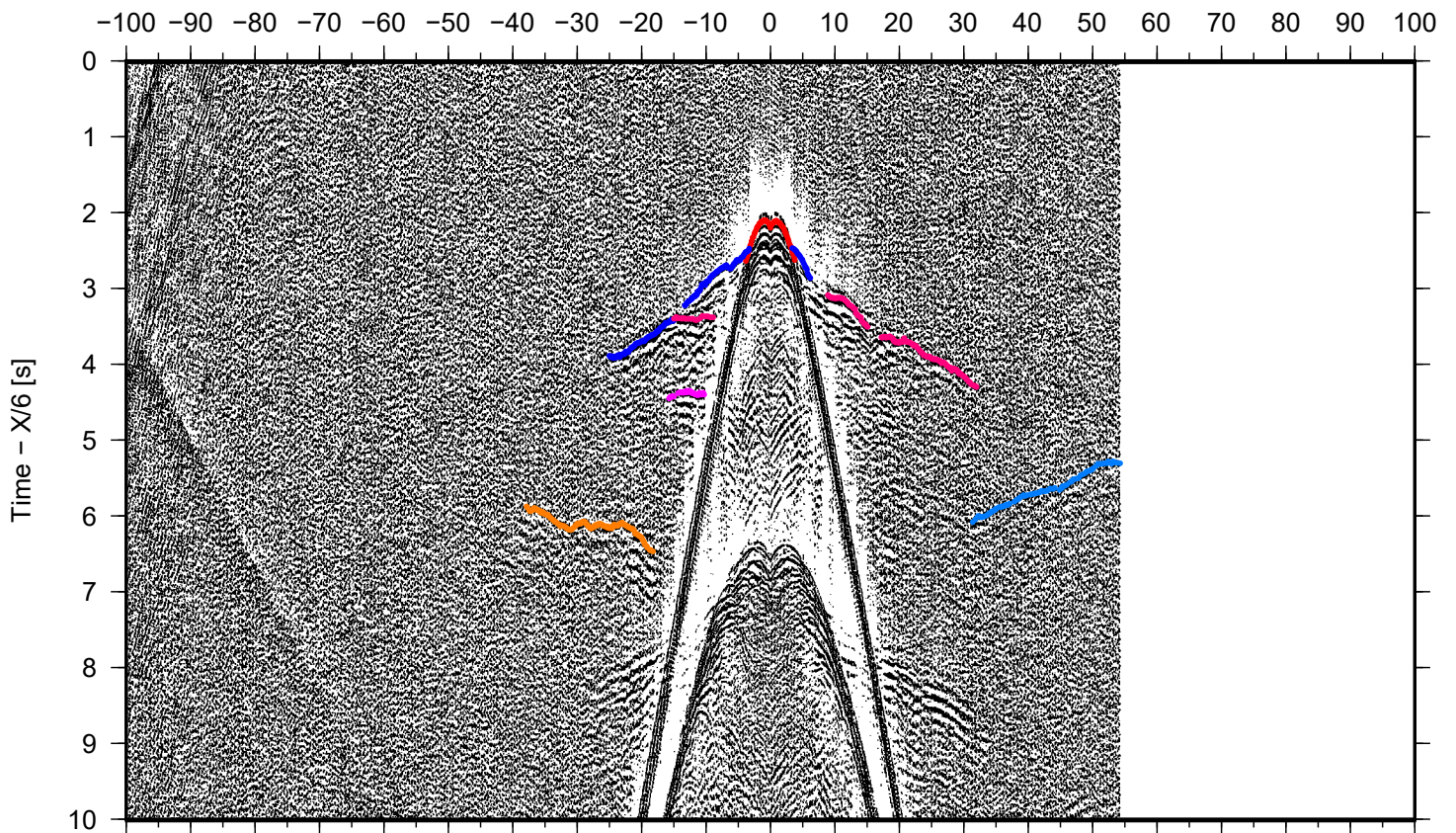
DYONISUS DY1, OBS 42

Offset [km]



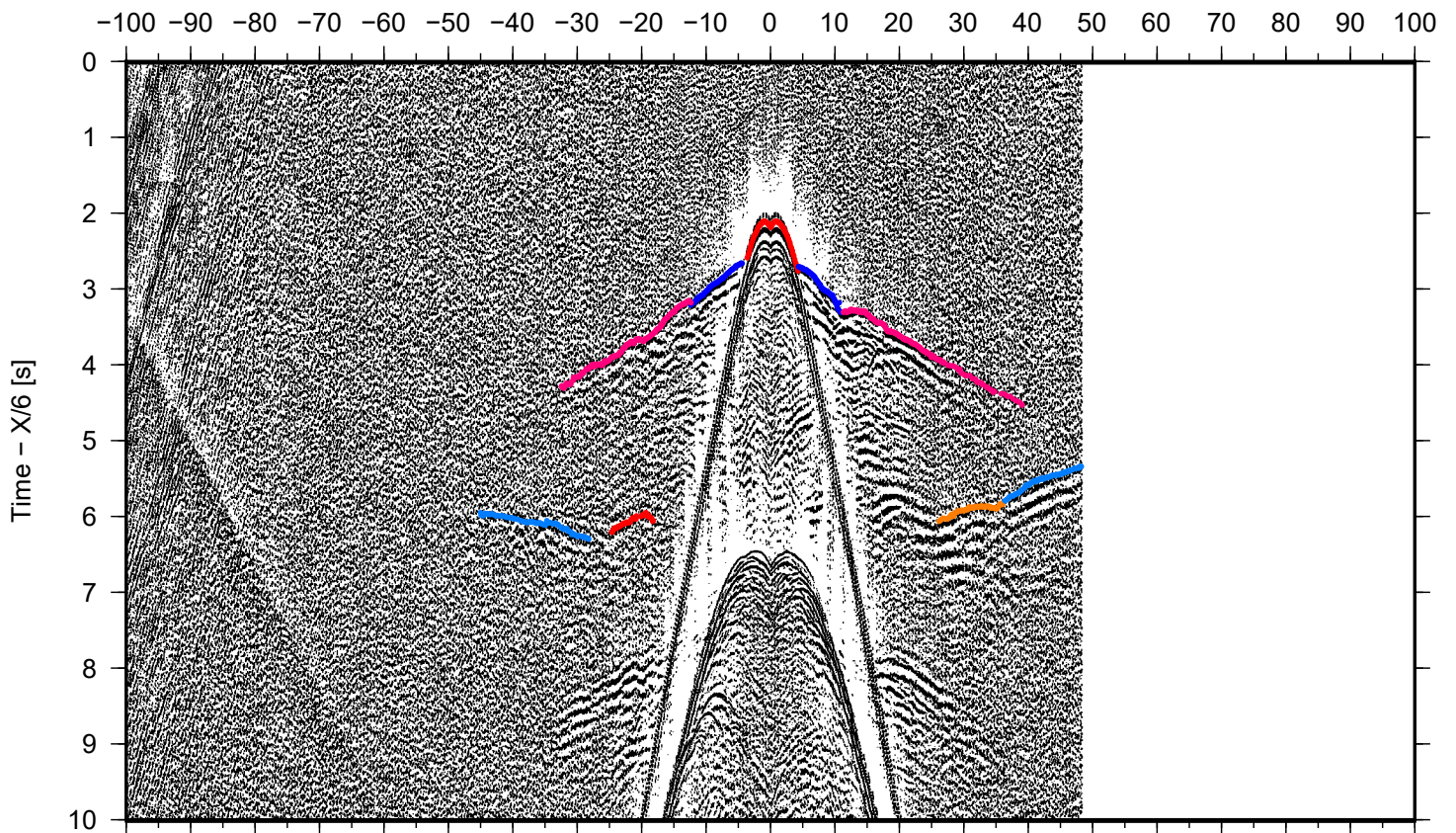
DYONISUS DY1, OBS 43

Offset [km]



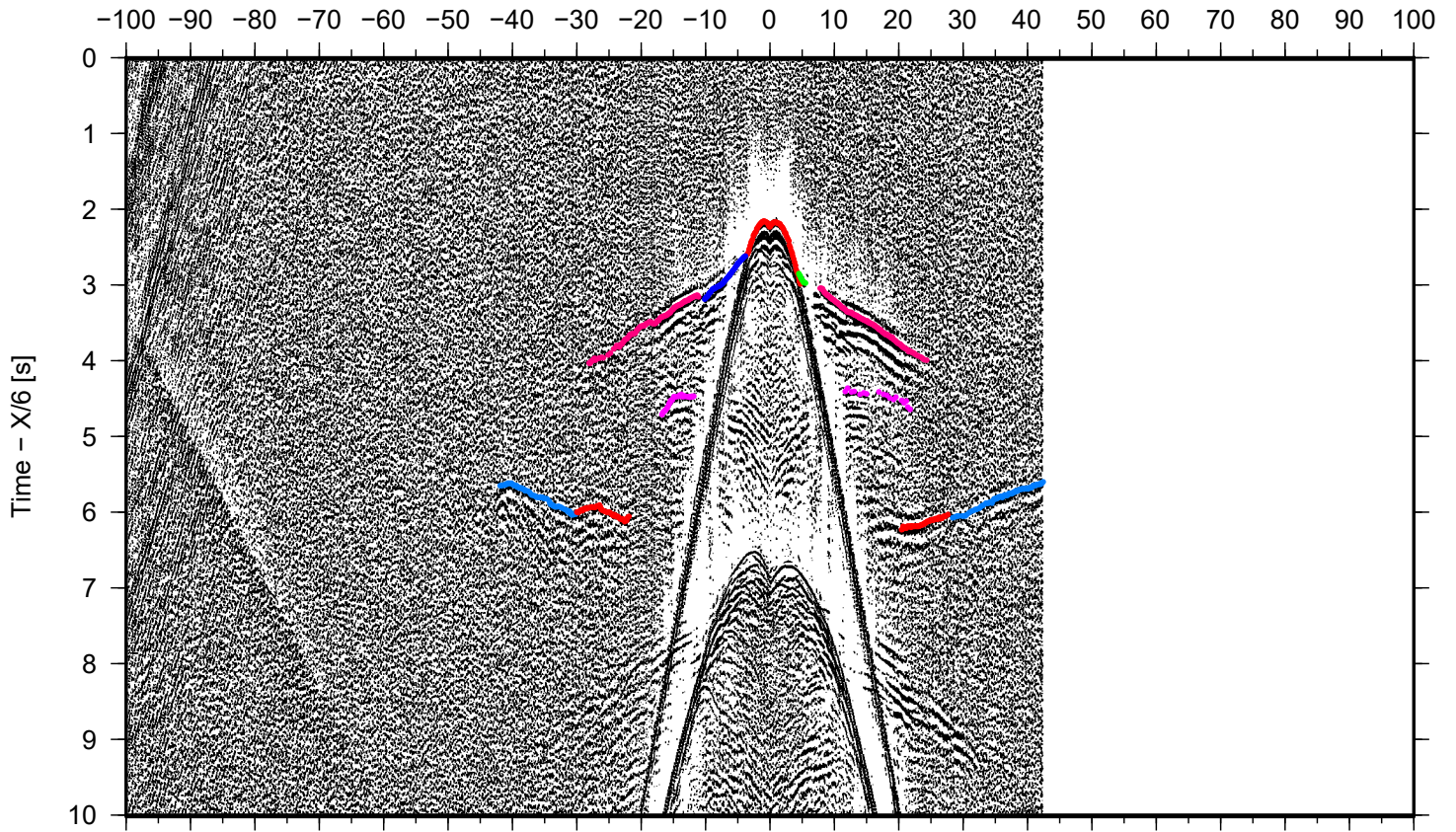
DYONISUS DY1, OBS 44

Offset [km]



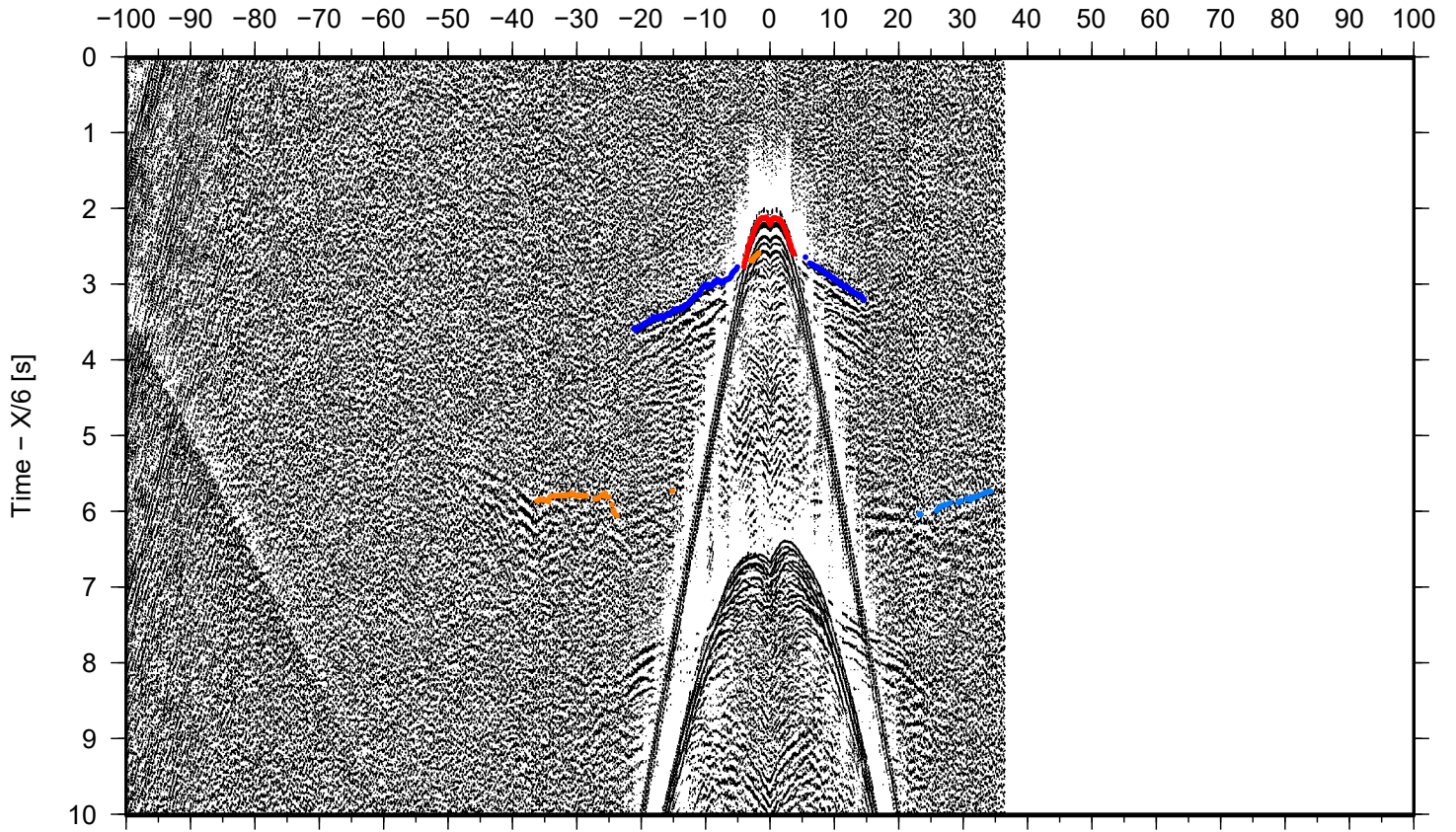
DYONISUS DY1, OBS 45

Offset [km]



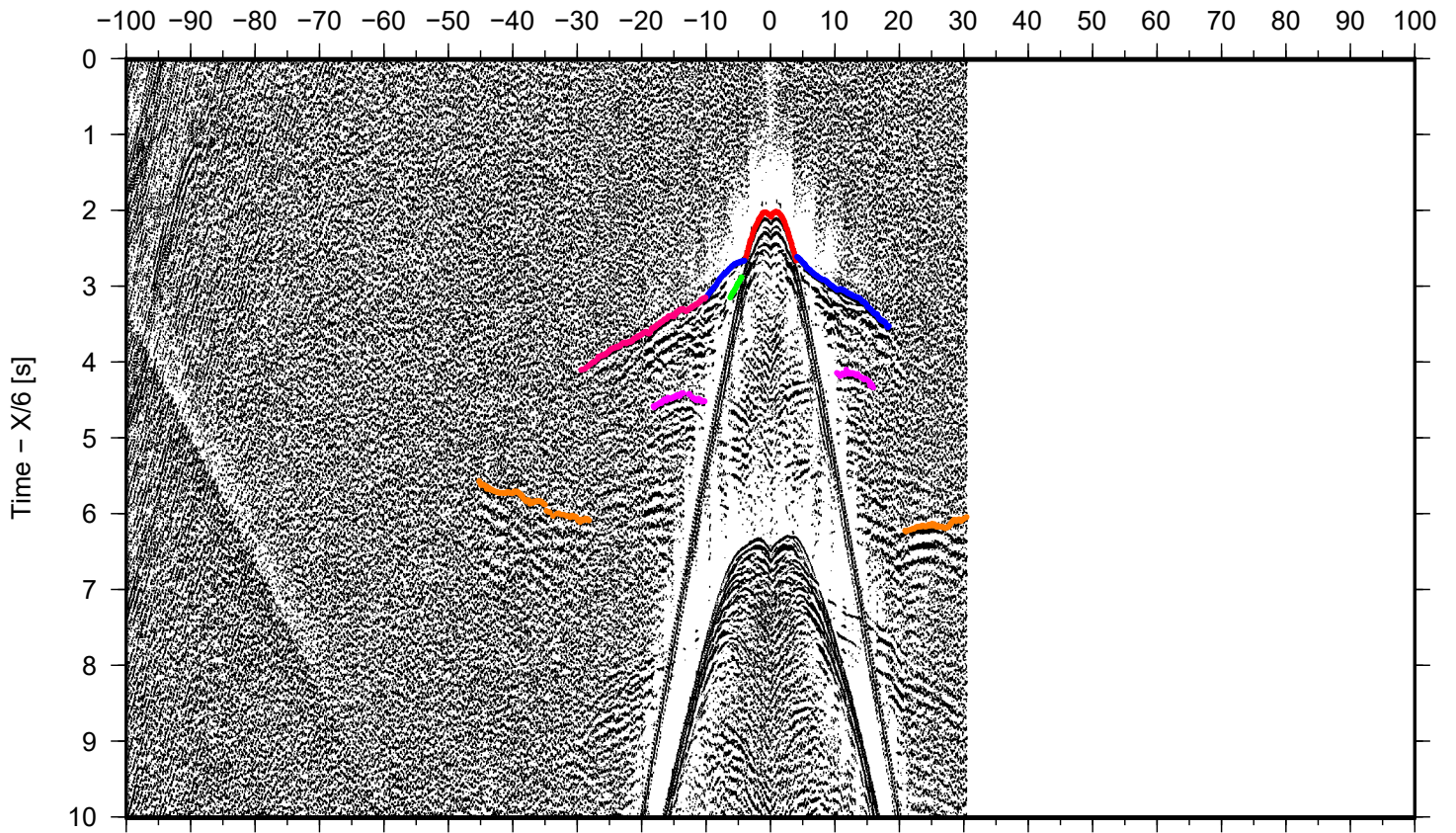
DYONISUS DY1, OBS 46

Offset [km]



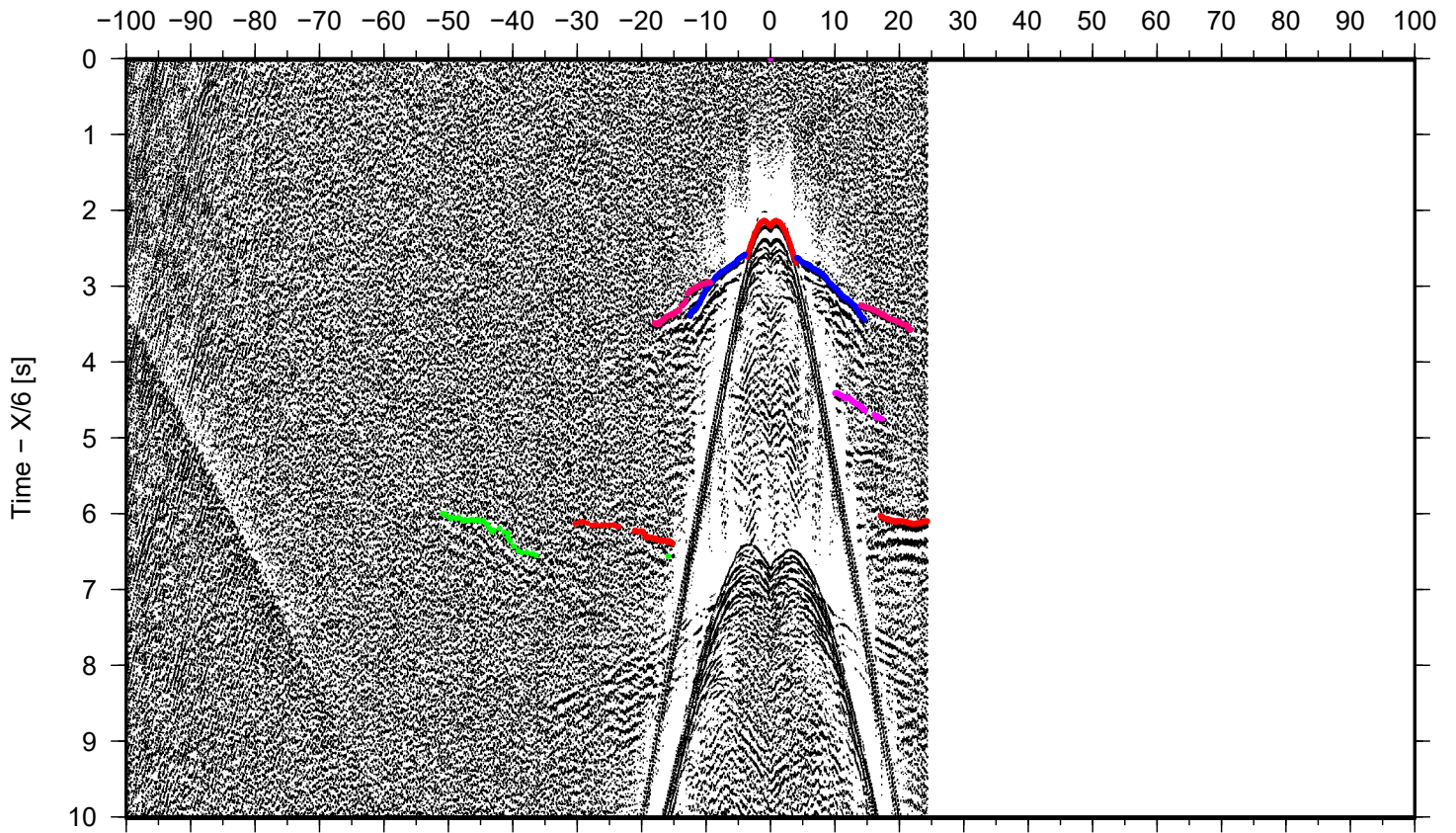
DYONISUS DY1, OBS 47

Offset [km]



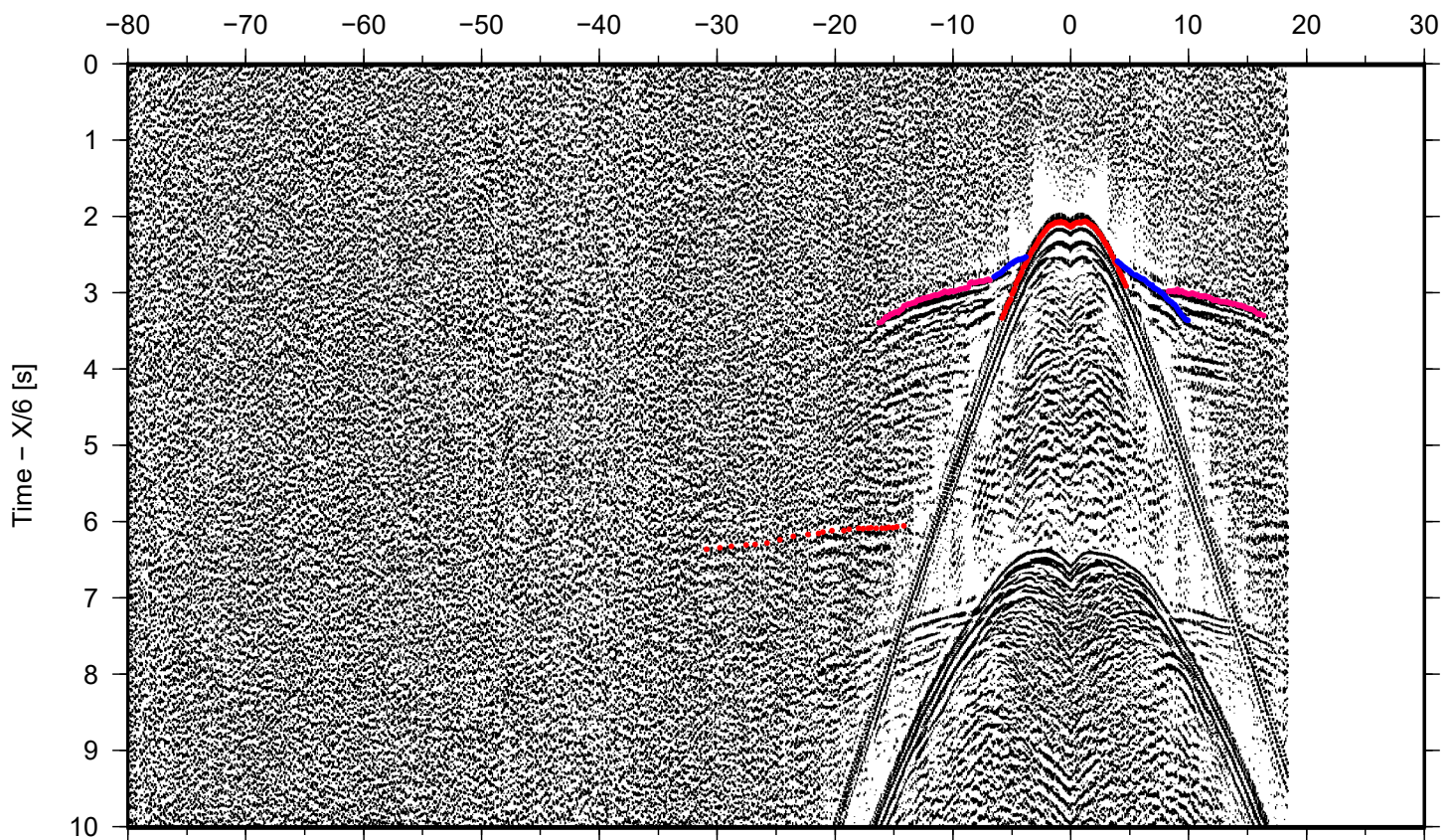
DYONISUS DY1, OBS 48

Offset [km]



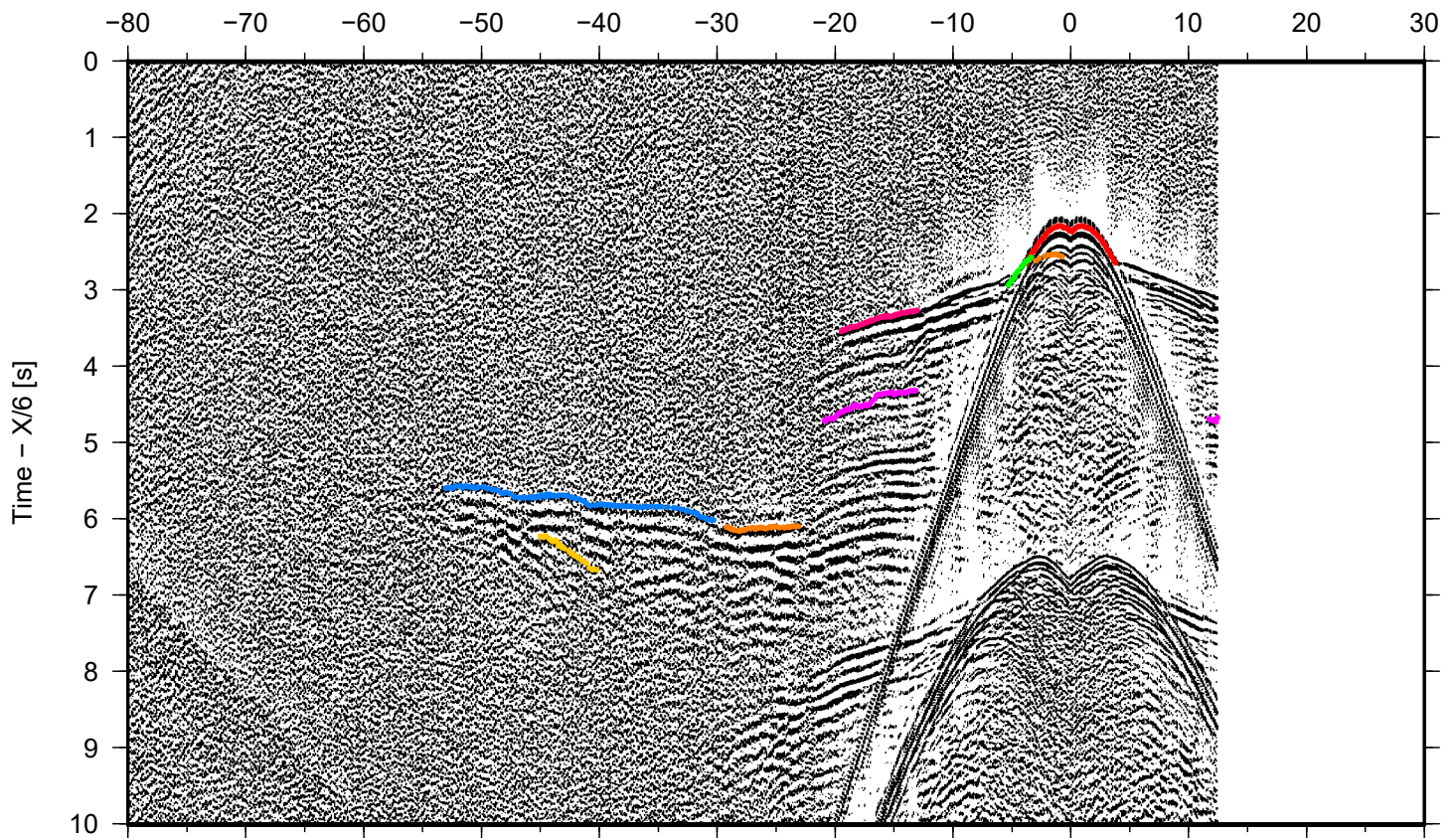
DYONISUS DY1, OBS 49

Offset [km]



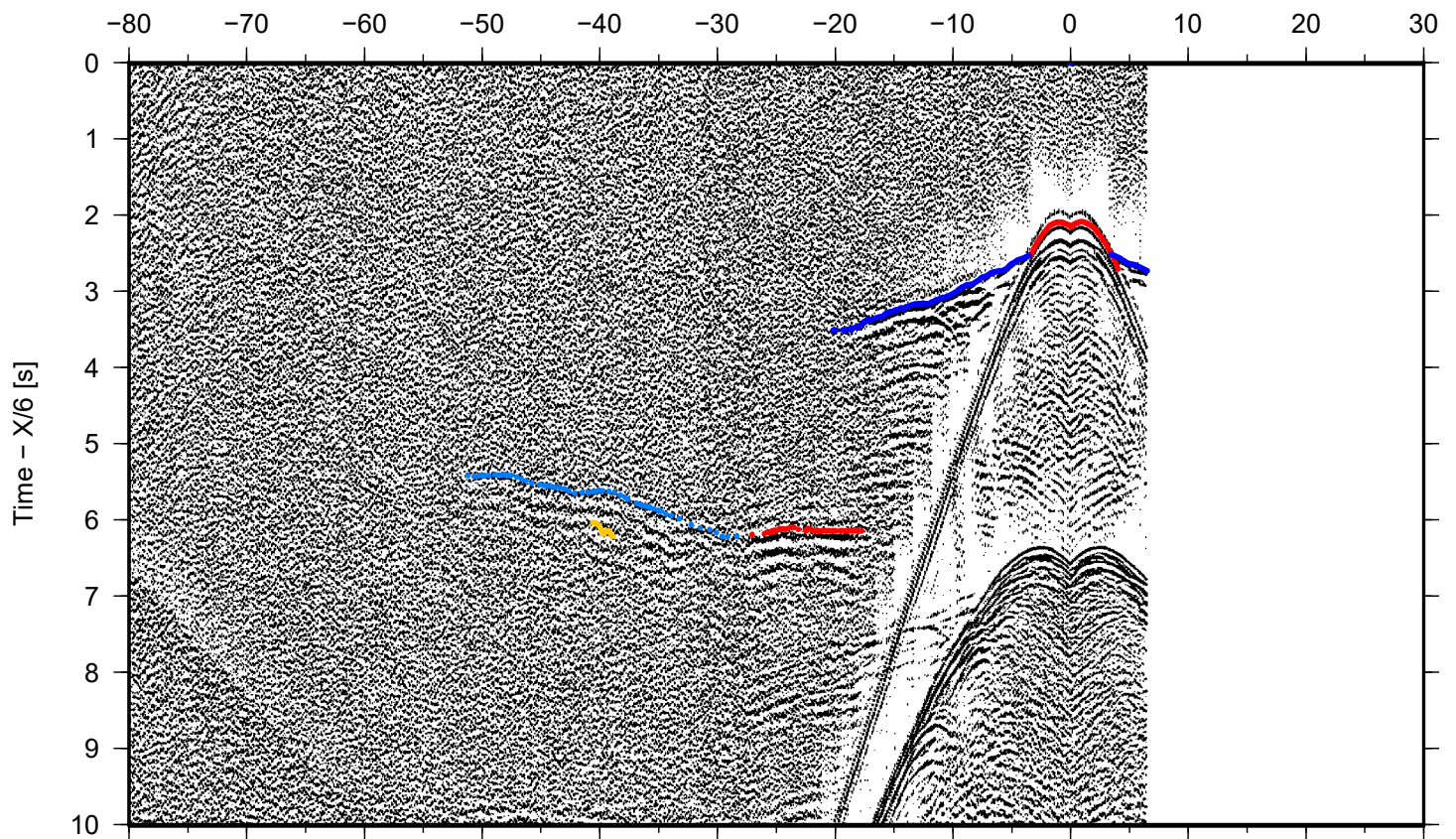
DYONISUS DY1, OBS 50

Offset [km]



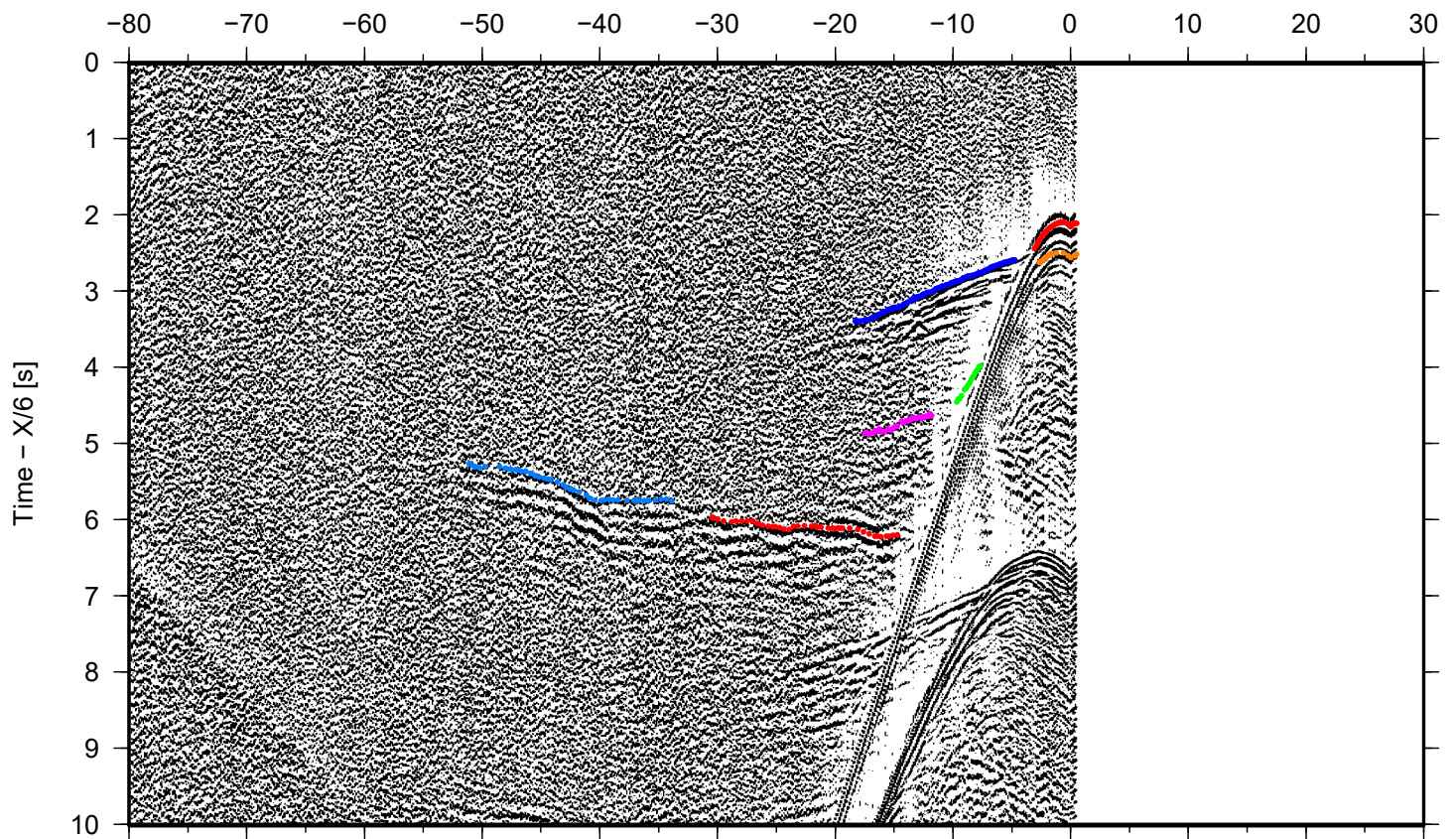
DYONISUS DY1, OBS 51

Offset [km]



DYONISUS DY1, OBS 52

Offset [km]



Titre : Failles actives et structure profonde de la marge Est-Sicilienne

Mots clés : Méditerranée, Ionien, Calabre, Géodynamique, subduction, marge, faille de déchirure lithosphérique, sismicité, sismique, grand-angle, bathymétrie, gravimétrie, modélisation

Résumé : Le bassin Ionien, en Méditerranée centrale, abrite une zone de subduction à vergence Nord-Ouest où la plaque Afrique plonge sous les blocs Calabro-Péloritain au Nord-Est de la Sicile. Cette subduction résulte de la lente convergence entre les plaques tectoniques Afrique et Eurasiatique. Bien que de nombreuses campagnes d'exploration scientifique ont été menées dans cette zone particulière, plusieurs questions géodynamiques restent débattues. Tout d'abord la croûte pavant le bassin Ionien pourrait être soit de nature continentale amincie et représenter une extension de la plaque Afrique, soit océanique (Néo-Téthys) faisant de ce bassin l'un des plus anciens domaines océaniques au monde. L'escarpement de Malte représente un vestige de l'ouverture du bassin, mais les mécanismes de *rifting* et notamment la géométrie d'ouverture du bassin restent débattus. Cette subduction est en retrait vers le Sud-Est depuis les derniers 35 Ma, mais est aujourd'hui confinée à l'étroit bassin Ionien. Afin d'accommoder ce retrait de la plaque plongeante dans le bassin, une grande faille de déchirure lithosphérique de bord de subduction (*STEP fault* en anglais pour « *subduction Transform Edge Propagator* ») doit se propager le long de la marge Est-Sicilienne. Cependant, sa position en surface reste difficile à déterminer dans l'épais prisme d'accrétion recouvrant le bassin.

Ces questions ont été explorées par modélisation des données de sismique grand angle de la campagne DIONYSUS (Octobre 2014, R/V Meteor) le long de deux profils perpendiculaires à la marge Est-Sicilienne. Des modélisations gravimétriques en 3D ont aussi été réalisées dans le but de localiser la plaque plongeante en profondeur sous les blocs Calabro-Péloritains. La sismicité des trois structures majeures du bassin : l'escarpement de Malte, l'AFS (*Alfeo Fault System*), et l'IFS (*Ionian Fault System*) a permis d'étudier leurs activités à l'actuel. Les résultats obtenus permettent d'observer une croûte océanique au fond du bassin. La structure profonde de l'escarpement de Malte est observée comme une zone d'amincissement crustal abrupt, ce qui est caractéristique des marges transformantes. Un profond bassin sédimentaire asymétrique (11 km) est observé au Sud du détroit de Messine. Il s'est probablement ouvert récemment entre les blocs continentaux Péloritain et Calabre. Dans le lobe Ouest du prisme d'accrétion Calabrais, le modèle de vitesse permet d'observer l'indentation du prisme clastique interne dans le prisme évaporitique externe. Des modélisations analogiques utilisant sable et silicone ont permis de démontrer la récente activité de ce lobe. L'interprétation des modèles de vitesse permet de localiser la faille *STEP* le long de l'AFS sur les deux profils..

Title : Active faulting and deep crustal structure of the Eastern Sicily Margin

Keywords : Mediterranean, Ionian, Calabria, geodynamic, subduction, margin, STEP fault, wide-angle seismic, seismicity, bathymetry, gravity, Modelling

Abstract : In the Ionian Sea (central Mediterranean) the slow convergence between Africa and Eurasia results in the formation of a narrow subduction zone. The nature of the crust of the subducting plate remains debated and could represent the last remnants of the Neo-Tethys ocean. The origin of the Ionian basin is also under discussion, especially concerning the rifting mechanisms as the Malta Escarpment could represent a remnant of this opening. This subduction retreats toward the south-east (motion occurring since the last 35 Ma) but is confined to the narrow Ionian basin. A major lateral slab tear fault is required to accommodate the slab roll-back. This fault is thought to propagate along the eastern Sicily margin but its precise location remains controversial. This PhD project focussed on the deep sedimentary and crustal structures of the eastern Sicily margin and the Malta Escarpment (ME). Two two-dimensional P wave velocity models were modelled by forward Modelling of wide-angle seismic data, acquired onboard the R/V Meteor during the DIONYSUS cruise in 2014.

A 3D gravity model of the region was also performed to constrain the depth of the subducting slab below the Calabro-Peloritan backstops. The seismicity of the three structures identified in the velocity models (ME, Alfeo fault System, Ionian Fault System) permits to study their recent activity. The results image an oceanic crust within the Ionian basin as well as the deep structure of the Malta Escarpment, which presents characteristics of a transform margin. A deep and asymmetrical sedimentary basin is imaged south of the Messina strait and seems to have opened between the Calabrian and Peloritan continental terranes. In the western lobe of the Calabrian accretionary prism, the southern velocity model allow to observe the indentation of the internal clastic wedge into the external evaporitic wedge, thus showing the recent activity of this lobe. The interpretation of the velocity models suggests that the major STEP fault is located east of the Malta Escarpment, along the Alfeo Fault System.